

Das Kristallin des Blattes Roding
mit besonderer Rücksicht auf
die Entwicklung der Anatixite

Es-Sayed S. El-Gaby

1962

DAS KRISTALLIN DES BLATTES RODING
MIT BESONDERER RÜCKSICHT AUF
DIE ENTWICKLUNG DER ANATIXITE

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung der Doktorwürde
der
Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät
der
Ludwig-Maximilians-Universität
zu München

vorgelegt
von
Es-Sayed Samir El-Gaby
aus
Kairo

1962

Eingereicht am 2. April 1962



1. Berichterstatter: Prof. Dr. G. FISCHER
2. Berichterstatter: Prof. Dr.-Ing. A. MAUCHEE

Tag der mündlichen Prüfung: 16. 5. 1962

Vorwort

Die vorliegende Dissertation entstand in den Jahren 1959 bis 1961. In diesen Jahren wurden gleichzeitig die Geländearbeiten durchgeführt.

Besonderes Interesse brachte ich der Entwicklungsgeschichte der anatektischen Gesteine und des Kristallgranits I entgegen.

Meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. Georg FISCHER, danke ich besonders für die Übertragung dieser Arbeit, für seine wertvolle Kritik und für seine Ratschläge bei ihrer Durchführung. Zu Dank verpflichtet bin ich auch meinen Kollegen im Institut, besonders H. R. BOSSE und G. TROLL für ihre fruchtbare Diskussion.

Gleichzeitig möchte ich hinzufügen, dass nur die nummerierten Abbildungen für den Druck bestimmt sind.



Digitized by the Internet Archive
in 2026

Inhaltsverzeichnis

Vorwort

Seite

Erster Teil: Das Kristallin

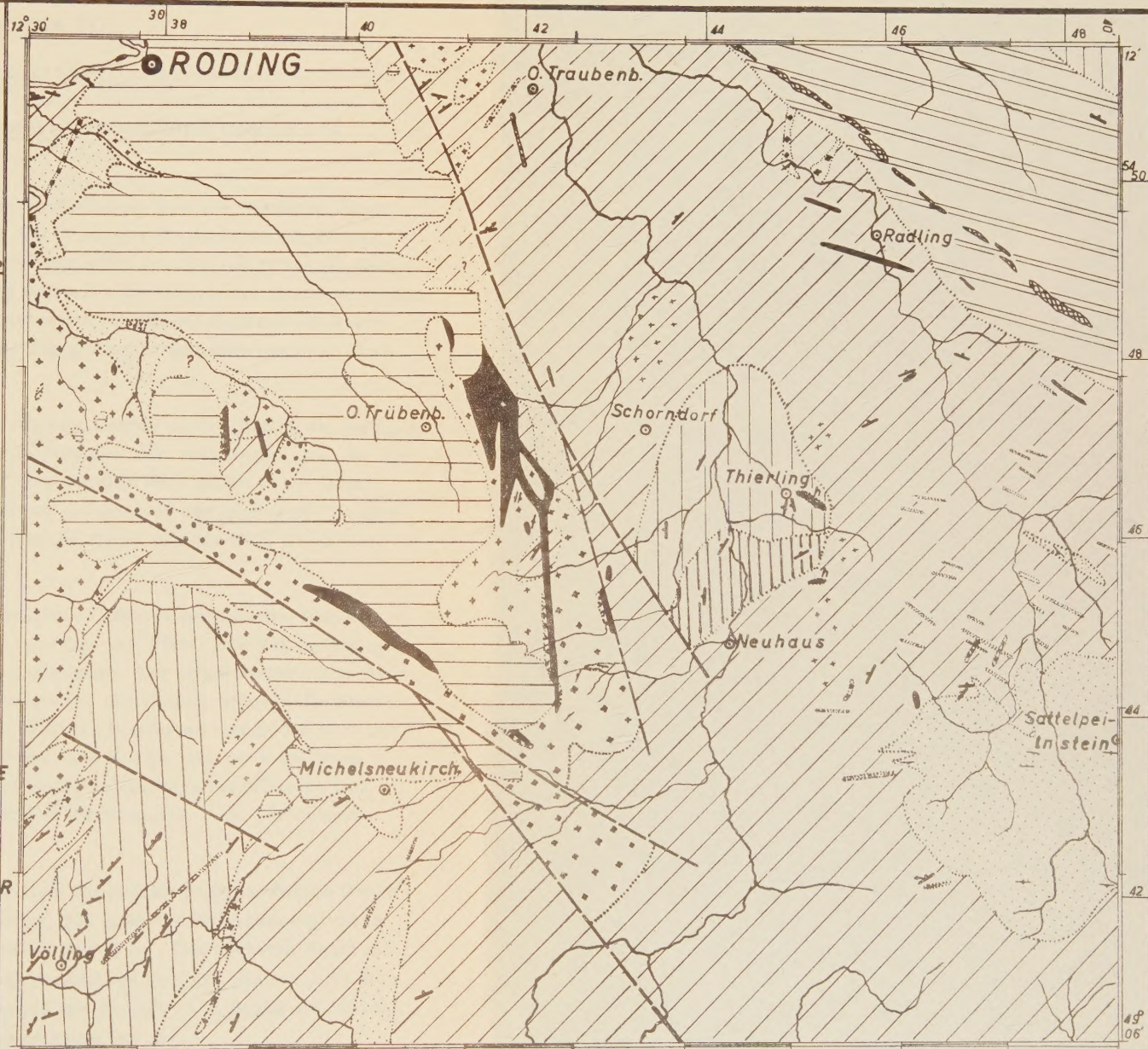
I. Geographischer und geologischer Überblick	1
II. Die älteren kristallinen Gesteine	4
A. Die schwach anatektischen Gesteine	4
1. a) Lagengneis	4
b) Feinkörniger Biotot-Plagioklas-Gneis	6
2. Kalksilikatfels	7
3. Amphibolite	8
B. Die anatektischen Gesteine	10
1. a) Enggefalteter Cordierit-Sillimanit-Biotit-Gneis	10
b) Cordierit-Sillimanit-Gneis	13
c) Cordierit-Aploide	14
2. Cordierit-Plagioklas-Metablastitgneis	15
3. Perlgneis	19
4. Körnelgneis	20
Nebulitischer Gneis	22
Migma-Granit; Granodiorit	23
5. Kristallgranit I	24
III. Die jüngeren magmatischen Gesteine	27
1. Diorit	27
2. Kristallgranit II	31
3. Mittelkörniger Granit	32
4. Junger Kristallgranit	34
IV. Die Pfahlzone	36
V. Tektonik	38
<u>Zweiter Teil: Die Entwicklungsgeschichte der anatektischen Gesteine</u>	43
I. Die Metamorphose	43
II. Die Ultrametamorphose	52

	Seite
A. Das Problem der Cordieritgneis-Entstehung	53
B. Die anatektischen Gesteine	59
1. Der qualitative Mineralbestand	59
2. Der quantitative Mineralbestand	65
C. Der Granitisationszyklus	67
1. Aufwärmung und Gesteinsanatexis	67
2. Abkühlung und Gesteinsverfestigung	72
3. Zusammenfassung der Granitisation	81
Zusammenfassung und Ergebnisse	84
Literaturverzeichnis	
Anhang	

LEGENDE

-  KREIDE
-  QUARZGÄNGE
-  PFAHLSCHIEFER
-  JUNG. KRISTALLGR.
-  STOCKGRANIT
-  KRISTALLGR. II
-  DIORIT
-  KRISTALLGR. I
-  „MIGMAGRANIT“
-  KÖRNELGNEIS
und Gneis i. a.
-  PERL- & CORD-
PLAG-GNEIS
-  LAGENGNEIS
-  AMPHIBOLIT
-  VERWERFUNGSLINIE
-  s-FLÄCHE
-  b-ACHSE
-  Kt-REGEL- & FLÄSER

0 1 2 km



ERSTER TEIL

DAS KRISTALLIN

I. GEOGRAPHISCHER UND GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

Das untersuchte Gebiet liegt im nordöstlichen Teil des vorderen Bayerischen Waldes. Der grösste Ort des Gradeabteilungsblattes ist Roding. Diese Stadt liegt in der nordwestlichen Ecke des Blattes direkt am Regen. Fast alle grösseren Dörfer sind durch Kraftbuslinien aus Straubing Cham oder Falkenstein miteinander verbunden. Cham und Falkenstein liegen ausserhalb des Blattes, nahe der nordöstlichen und südwestlichen Ecke des Blattes.

Das Gelände fällt i. a. nach Norden bzw. Nordwest bei Roding ab; infolgedessen entwässert das Gebiet zum grössten Teil zum Regen. Nur die kleinen Gewässer der südöstlichen Ecke fliessen nach Süden in die Donau. Die südliche Kante des Blattes bildet im grossen und ganzen die Wasserscheide zwischen dem O-W fliessenden Regen und der W-O fliessenden Donau.

Die morphologischen Eigenschaften des Gebietes und die Richtung der Bäche und Flösschen sind in erster Linie von Pfahl- und Nebenpfahl-parallelstreichenden Störungszonen bestimmt. Der Pfahl selbst schneidet die nordöstliche Ecke des Blattes durch. Bei Roding fliessen die Bäche parallel zum Pfahl; im östlichen Teil des Blattes streichen sie N-S. Die Bäche biegen in der Nähe vom Pfahl nach NW ab. Die verschiedenen kristallinen Gesteine und ihre tektonischen Gepräge beeinflussen und kontrollieren teilweise die Bäche und die Rinnsale, z. B. im südwestlichen Teil.

Der schroffste Teil des Gebietes liegt im Südosten. Den grössten Höhenunterschied auf engem Raum von ca. 230 m bildet der Längseugenberg (642,4 m) im Vergleich mit Neuhaus (409,2 m). Den höchsten Punkt mit 662,7 m bildet der Ronberg im südwestlichen Teil des Blattes. Der Ronberg hat nur einen Höhenunterschied von ca. 170 m in Bezug auf Völling. Roding mit 353,6 m stellt den niedrigsten Ort dar.

Frühere Bearbeitungen

Das Arbeitsgebiet wurde vor 100 Jahren von GÜMBEL geologisch aufgenommen. Seine Karte vom Maßstab 1 : 100 000 bildet begreiflicherweise heute keine genügende Unterlage mehr. Deswegen wurde das Gebiet von mir neu kartiert als Teilstück der von Herrn Prof. FISCHER mit seinen Schülern in Angriff genommenen Neuaufnahme des Kristallins des Bayerischen und Oberpfälzer Waldes.

Die Kartierung

Als besonders interessant wurde das Verhalten der verschiedenen Gneise im Laufe der Ultrametamorphose angesehen. Die mesozoischen, sedimentären Schichten, die jüngeren Verwerfungslinien sowie tiefe Verwitterungen in manchen Teilen und Mangel an Aufschlüssen, haben die Arbeit erschwert und manche Frage offengelassen.

Die kristallinen Gesteine

Das Kristallin bildet den grössten Teil des Gebietes. Es besteht hauptsächlich aus umgewandelten ehemaligen Sedimenten einer Geosynklinal Phase sowie Kristallgranit I und "Migma"-Graniten. In der heutigen Gneisgesellschaft sind fragliche Orthogneise enthalten. Diese kristallinen Gesteine wurden von zahlreichen Graniten (als Stöcken oder Gängen) und "Diorit"-Gängen durchsetzt. In dem nordöstlichen Teil, neben dem Pfahl, sind die kristallinen Gesteine in einer späteren tektonischen Phase stark durchbewegt und mylonitisiert. Auch entlang älterer Störungszonen (prädioritisch) bildeten sich kataklastische Gesteine. Die Gesteintypen lassen sich in unserem Arbeitsgebiet wie folgt unterscheiden

I. Schwach anatektischen Gesteine aus 1) sandigen, 2) mergeligen und 3) tonigmergeligen Sedimenten mit Tuffen oder basischen Orthogesteinen vermischt,

1. a) Lagengneis
- b) Feinkörniger Biotit Plagioklas-Gneis
2. Kalksilikatfels
3. Amphibolite

II. Anatektische Gesteine charakterisiert durch das Vorwalten von 1) Cordierit, 2) Plagioklas und 3) Kalifeldspat. Diese Typen entstanden höchstwahrscheinlich aus Tonen.

1. Cordieritreiche Gesteine
 - a) Enggefalteter Cordierit-Sillimanit-Biotit-Gneis
 - b) Cordierit-Sillimanit-Gneis
 - c) Cordieritaploide
2. Übergang zwischen Typ 1 und 3
Cordierit-Plagioklas-Metablastitgneis
3. Plagioklasreiche Gesteine
Biotit-Plagioklas-Perlgneis
4. Übergang zwischen Typ 3 und 5
Körnelgneis
5. Kalifeldspatreiche Gesteine
Kristallgranit I

Im Laufe der Anatexis bilden die sandigen Gesteine "nebulitische" Gneise, z. B. im Bereich des Körnelgneises und beteiligen sich z. T. an der Bildung von "Migmagranit". Die Kalksilikatfelse und Amphibolite wurden langsam verarbeitet und assimiliert. Nach dieser Anatexis drangen "Diorite", Kristallgranit II, mittelkörnige Granite und noch jüngere Kristallgranite ein. Die Altersbeziehung zwischen Stockgranit einerseits und "Diorit" und Kristallgranit II andererseits kann in diesem Gebiet nicht geklärt werden. Ganz zuletzt wurde der Pfahlschiefer und Pfahlquarz gebildet.

II. DIE ÄLTEREN KRISTALLINEN GESTEINE

A. SCHWACH ANATEKTISCHE GESTEINE

1. a) LAGENGNEIS

Vorkommen: Das Hauptvorkommen liegt nördlich von Neuhaus. Gelegentlich findet man diesen Gneis als Lesestein auch im südwestlichen Teil des Blattes. Das Vorkommen bei Neuhaus ist im W und SW tektonisch begrenzt, im O und SO zeigen die Gneise dagegen einen Übergang zu Migmagranit und Körnelgneis, im N sind sie durch einen sedimentologischen Faziesunterschied von Cordieritgneis begrenzt, der aus Ton entstanden ist.

Makroskopische Beschreibung: Als "Lagengneis" ist ein heller fein- bis mittelkörniger Gneis mit deutlichem Lagenbau bezeichnet. Erhöhter Biotitgehalt verleiht dem Gneis einen dunkelgrauen Ton. Unter dem Hammer bricht dieser Gneis ziemlich leicht parallel zum Lagenbau mit rauher Oberfläche. Der Lagenbau besteht aus hellen, ca. 3-4 mm dicken Lagen von aplodier Zusammensetzung und dünnen, manchmal unterbrochenen Biotit-Lagen. Häufig nehmen die hellen Lagen an Mächtigkeit zu und zerschneiden die biotitreichen Bänder.

Mikroskopische Beschreibung: Im Schliffbereich lässt sich der Lagenbau gut erkennen. Die Biotitindividuen liegen mit ihren Basalebenen subparallel zum Lagenbau, sie bilden ein offenes Gefüge. Aus Integrationsanalysen zweier Schliffe aus dem Steinbruch Reisberg ergab sich folgender ermittelter Stoffbestand in Vol. %:

Quarz	29,7	Biotit	7,5
Plagioklas	37,5	Muscovit	2,2
Kalifeldspat	22,2	Akzessorien	0,8

Der Mineralbestand deutet darauf hin, dass diese Gneisart aus Arkosen entstanden ist. Als wichtigster Gemengteil tritt Plagioklas auf. Die Plagioklaskristalle sind hypidiomorph. Die 010 - Flächen sind besser ausgebildet, während 001 und 101 - Flächen nur erkennbar sind, wenn die Plagioklaskristalle einen saueren Rand besitzen. Höchstwahrscheinlich war der grösste Teil der Plagioklaskristalle idiomorph, diese Idiomorphie ging später durch Verdrängung durch andere Mineralien weitgehend verloren. Der

Plagioklas ist einfach verzwillingt nach dem Albitgesetz. Die Plagioklas-kristalle sind grösstenteils serizitisiert, die anorthitärmeren Kristalle sind hiervon schwächer betroffen. Die Plagioklaskristalle, die ich messen konnte, zeigen einen An-Gehalt von 22 - 24 %; der saure Rand hat einen An-Gehalt von ca. 16 %. Die stark serizitisierten Kristalle haben ursprünglich einen höheren An-Gehalt besessen. Gegen Kalifeldspat wächst Myrmekit.

Die Kalifeldspäte sind perthitische Mikrokline. Mikroklinvergitterung ist sehr gut entwickelt in den Aussenrändern der grossen Kristalle und in den kleinen Kristallen der Grundmasse. Der Kalifeldspat ist meist allotriomorph, jedoch besitzt er u. U. gegen Quarz Kristallflächen. Der Kalifeldspat verdrängt und umschliesst Plagioklas.

Die Kristallisation von Quarz überdauerte die der anderen Mineralien. Er korrodiert und verdrängt die Feldspäte. Dies kann auch zur Bildung von "Quarzeinschlüssen" führen. Der Quarz löscht meist undulös aus und zeigt eine Verzahnung mit anderen Quarzindividuen. Der geschützte Quarz tief in Buchten in Feldspäten löscht normal aus.

Der Biotit ist dunkel- manchmal rötlichbraun gefärbt und besitzt einen starken Pleochroismus. Die Biotite sind schwach bis stark chloritisiert, bei der Ausbleichung wurde Erz ausgeschieden.

Erst während und nach der Kristallisation von Kalifeldspat, bildeten sich Apatite, Muscovite und in einem Schliff Turmalin. Der Muscovit wuchs hauptsächlich auf Kosten des Kalifeldspates. Dem Apatit spreche ich eine metasomatische Endstehung zu, denn er fehlt in Biotit und Plagioklas und kommt als dünne Nadeln im Kalifeldspat und als über 1 mm messender allotriomorpher Kristall zwischen Plagioklasindividuen. Turmalin tritt verdrängend nach Kalifeldspat und Plagioklas entlang Rissen und Zwillingssebenen auf. Turmalin ist gelbbraun und grün gefärbt mit erkennbarem Pleochroismus in helleren Tönen.

Die Zirkone sind meist kantengerundete Kristalle und Bruchstücke; ein idiomorpher langer Kristall wurde im Kalifeldspat beobachtet.

1. B) FEINKÖRNIGER BIOTIT-PLAGIOKLASGNEIS

Vorkommen: Feinkörnige Biotit-Plagioklas-Gneise treten als kleine unkartierbare Einschaltungen in cordierithaltigen Gneisgebieten auf. Gleichartige Gneise jedoch in gebandeter Form, kommen im Steinbruch bei der Fingermühle vor. Rings um diesen Steinbruch herum wurden keine entsprechenden Gesteine gefunden; doch kommen andere feinkörnige Plagioklas-Gneise im Streichen nicht weit entfernt vor. Die letztgenannten Typen sind biotitärmer, enthalten jedoch cordieritreiche Linsen, nach tektonisch gestalteten, metasomatisch beeinflussten Toneinschaltungen.

Makroskopische Beschreibung: Der gebanderte Gneis ist auf frischem Bruch hell- bis dunkelgrau gefärbt, je nach Reichtum an hellen Bändern. Die hellen Lagen ziehen auf dem Handstück nicht vollständig durch, sie keilen immer wieder aus.

Der biotitärmer Typ ist hellgrau und mit feinen Plagioklasperlen gespickt.

Mikroskopische Beschreibung des Gneises bei der Fingermühle:

Im Schliffbereich ist das Parallelgefüge sehr gut ausgeprägt. Die Biotitindividuen liegen ausgezeichnet in s. In den hellen Linsen oder Stauungen befinden sich Plagioklas, Quarz und z. T. Kalifeldspat. Aus 4 Integrationsanalysen ist folgender Stoffbestand in Vol. % ermittelt worden:

Quarz	39,0	Biotit	25,0
Plagioklas	29,7	Cordierit	2,4
Kalifeldspat	2,0	Akzessorien	1,7

Nach der Zusammensetzung, Armut an Cordierit und Fehlen von Sillimanit könnte man diesen Gneis aus tonigem Sand bzw. Grauwacke ableiten. Der Biotit ist rotbraun gefärbt und stark pleochroitisch. Im Biotit befinden sich kantengerundete Zirkone und Apatite.

Als Hauptgemengteile kommen Plagioklas und Quarz vor. Der Plagioklas ist allotriomorph und weist eine Oligoklaszusammensetzung von ca. 22 % An auf. Er ist von Quarz stark korrodiert und sehr fein durchlöchert, dadurch entstand ein pikiloblastisches Gefüge. In sehr untergeordneter Menge tritt schwach perthitischer Kalifeldspat auf. Im Kalifeldspat kann man gelegent-

lich eine schwache Mikroklingitterung erkennen. Quarz ist der Hauptgemengteile, er korrodiert alle vorhandenen Mineralien; in der Grundmasse löscht er undulös aus.

Als Nebengemengteile finden sich Almandinbruchstücke und gelegentlich Cordierit. Der Cordierit zeigt keine Beziehung zum Biotit, sondern er kommt verwachsen mit Quarz und Feldspäten und von diesen korrodiert, in den hellen Mineralaggregaten vor. Der Cordierit ist hell gefärbt, jedoch Fe-reich und sillimanitfrei. Es scheint mir, dass er aus mobilisierten Cordieritmolekülen der benachbarten Cordieritgneise entstand, ähnlich wie in den benachbarten Cordieritaploiden.

2. KALKSILIKATFELS

Vorkommen: Kalksilikatfelse und Amphibolite bilden einen untergeordneten aber wichtigen Bestandteil unseres Kristallins. Sie treten häufiger und mit verhältnismässig grossen Dimensionen im Bereich der cordieritführenden Gneise, z.B. im Steinbruch Holzmühle bei Völling, auf. In diesem Steinbruch liegen die Kalksilikatlinsen (ca. 0,5 m) im "s"; die Linsen geben den Eindruck einer tektonischen Drehung und Einregelung. Bei Thierling und 1-1,5 km S-SSO von diesem Ort bedecken Lesesteine aus Amphiboliten und Kalksilikatfelsen kartierbare Flächen.

Makroskopische Beschreibung: Die Kalksilikatfelse sind i. a. massiv und grün gefärbt. Im Steinbruch Holzmühle weisen die Kalksilikatlinsen einen Schalenbau auf. Die verschiedenen Zonen sind einige mm-cm dick und durch unterschiedliche Färbung bemerkbar.

Mikroskopische Beschreibung: Der Kern der Kalksilikatlinsen besteht hauptsächlich aus Diopsid, basischen Plagioklasen (Bytownit-Labrador) und Quarz. Titanit tritt als wichtigster Nebengemengteil auf. Gelegentlich kommt Magnetkies vor. Dieser Mineralbestand entspricht der Pyroxenzone oder dem Kerntyp Nr. 3 von HENTSCHEL (1943). Die Kalksilikatfelse sind nach ihrem Mineralbestand aus sandigem Mg-haltigem Mergel abzuleiten.

Reaktionsränder: HENTSCHEL hat die Reaktionsränder um Kalksilikatfels ausführlich behandelt; siehe auch BADER (1959). Zwei Zonen sind nach dem vertretenen Dunkelgemengteil zu unterscheiden; eine innere Hornblende- und eine äussere Biotitzone. Jede Zone ist einige mm breit. HENTSCHEL hat den Reaktionsrändern die Bezeichnung Mesitis gegeben. Diese Bezeichnung können wir auf unser Gebiet nicht übertragen, denn die Gneise stellen kein geschlossenes System dar. Die zwei Zonen sind im wahren Sinne Reaktionsprodukte zwischen den Kalksilikatfelsen (Kern) und den zugeführten Materialien, nämlich Na, K, Fe in Gegenwart von SiO_2 und H_2O .

Die Hornblendzone ist charakterisiert durch das Auftreten einer olivgrün bis blassgrün gefärbten Hornblende. Sie ist negativ mit $2V_x$ um 76° ($72-82^\circ$). Häufig tritt blaugrüne Hornblende am Rand zum Kern auf und farblose Hornblende neben der Biotitzone. Der Plagioklas ist Labrador bis Andesin und wurde von Quarz und Kalifeldspat teilweise korrodiert. Diese Zone ist auffällig reich an Magnetit; Magnetkies kommt auch häufiger vor.

In der Biotitzone ist der Plagioklas Andesin bis Oligoklas und stärker korrodiert. Gelegentlich tritt Almandin auf. Die Granate sind nicht neugebildet. Sie erweisen sich als instabil, denn sie wurden von Biotit verdrängt und von Quarz und Feldspäten korrodiert. Anscheinend deutet das Auftreten von Granat auf die primäre Grenzzone zwischen Gneis und Kalksilikatfels hin. Die Hornblendzone ist auf Kosten des diopsidischen Kerns durch Zufuhr von Na, Fe und H_2O und Abfuhr von Ca entstanden. Hier wurde der An-Gehalt des Plagioklasses metasomatisch verringert und der Diopsid in Hornblende umgewandelt. Die K-Zufuhr verursacht die Bildung von Biotit und Kalifeldspat in der Biotitzone.

3. AMPHIBOLITE

Vorkommen: Die Hauptvorkommen von Amphiboliten liegen bei Thierling und 1 - 1,5 km S-SSO von diesem Ort. Auch hier konnten sie nur nach Lesesteinen kartiert werden; deshalb sind die Streichrichtungen dieser Vorkommen noch unsicher. Amphibolite treten ferner als kleine Linsen im Steinbruch Holzmühle bei Völling auf.

Makroskopische Beschreibung: Sie sind schwärzlich grün gefärbt. Die Gesteine aus der Umgebung von Thierling weisen ein Parallelgefüge bzw. einen Lagenbau auf.

Mikroskopische Beschreibung: Der Amphibolit im Steinbruch Holzsmühle besteht hauptsächlich aus olivbraunen Hornblenden ($2V_x$ 74-78°), mittelbasischem Plagioklas (ca. 50% An) und Quarz. Kleine Titanit-Körner kommen häufig vor. Neben Magnetit tritt Magnetkies auf. Chromit wurde nicht beobachtet. Wahrscheinlich sind diese Amphibolite aus tonigem Mergel entstanden, da der Quarz- und An-Gehalt geringer und der Al-Gehalt (in Hornblende) höher ist als in den Kalksilikatfelsen, die aus sandigem Mg haltigem Mergel entstanden sind.

Die Amphibolite bei Thierling führen Malacolit (mit deutlicher (001)-Absonderung) neben Plagioklas (Labrador) und braunen Hornblenden. In manchen Proben herrscht Malacolit vor, so dass man diese Gesteine pyroxen-reiche Amphibolite nennen möchte. Die Beziehung Pyroxen zu Hornblende ist undeutlich; höchstwahrscheinlich bildeten sie eine stabile Mineralgesellschaft. An Korngrenzen sind die Pyroxen in Uralit umgewandelt. Pyroxenreiche Schiffe sind auffallend reich an Erzen. Die Erze bestehen hauptsächlich aus Ilmenit und Magnetkies. Nur einmal wurde ein Titanitkorn beobachtet. Quarz, wenn vorhanden, ist anscheinend neu zugeführt, denn er tritt als dünne verdrängende Schläuche auf. Die Apatitkörner sind meistens idio- bis hypidiomorph; einige Apatitkörner geben den Eindruck einer sedimentären Aufarbeitung.

Die Amphibolite bei Thierling waren höchstwahrscheinlich basische Eruptiva oder zumindestens Tuffe.

B. ANATEKTISCHE GESTEINE

Im Laufe der Anatexis gehen die "Schiefer" über die Metablastit- und/oder Metatexitgneise in die Diatexitgneise über. Metablastite sind Gesteine, die durch bevorzugtes Wachstum bestimmter Minerale (z.B. Cordierit, Plagioklas) oder Mineralgruppen durch internen Stoffaustausch oder Diffusion von Substanzen auf unerkennbaren Zufuhrbahnen, entstanden sind. Die Neukristallisation des gesamten Mineralbestandes verursacht eine Entregelung des schiefrigen Ausgangsgefüges, so dass eine Annäherung an richtungslos-körnige Gefügeform erreicht wird. Metatextite sind durch das Auftreten von Mobilisaten, vor allem Quarz und Feldspäten, charakterisiert. Die Mobilisate sind meist an das vorgegebene Gefüge ("s"-Flächen) gebunden. In den Diatexiten ist dagegen keine Sonderung von hellen und dunklen Gemengteilen mehr zu erkennen; das Gefüge ist regellos-körnig und gleicht dem des Granits. Die Diatexitgneise werden deshalb als homogenisierte Gneise bezeichnet.

Nach den vorhandenen Relikten dürfte es sich vor der Metablastese um Biotit-Sillimanit - (Almandin, Muscovit, Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz) Schiefer gehandelt haben. Die Cordieritmetablastese geht der Plagioklasbildung voraus. Die Metablastitgneise gehen in Körnel- bzw. Diatexitgneis über.

1. CORDIERITREICHE GESTEINE

Cordieritführende Gesteine kommen in grösserer Verbreitung bei Völling, zwischen Schorndorf und Thierling und nördlich vom Pfahl vor. Bei Völling ist ein Übergang zum plagioklasführenden Perlgneis am deutlichsten zu sehen. In anderen Teilen, z.B. im SO treten cordierithaltige Gneise als Relikte auf.

a) ENGGEFALTETER CORDIERIT-SILLIMANIT-BIOTIT-GNEIS

Vorkommen: Auf der mittleren Linie des Falkensteiner Gneiszuges kommen diese Gneise vergesellschaftet mit Cordierit-Sillimanit-Gneis vor. Das Hauptvorkommen liegt im Edelholz auf dem Fussweg zwischen km 41 - der Hauptstrasse von Falkenstein über Michelsneukirchen nach Cham - und Hagengeschwand.

Makroskopische Beschreibung: Diese Gneise sind je nach Cordieritgehalt auf frischem Bruch hell- bis dunkelblaugrau gefärbt. Sie besitzen noch eine sehr deutliche schiefrige Textur. Die Biotitzellen sind eng gefaltet. Diese Gneise leiten sich aus Biotit-Sillimanit-"Schiefern" durch Cordieritbildung ab. In anderen Worten stellen sie den Übergang zwischen den Biotit-Sillimanit-Schiefern und den nachfolgenden granitisierten anatektischen Gneisen dar.

Mikroskopische Beschreibung: Das schiefrige Gefüge ist im Schliffbereich sehr gut zu erkennen (Abb. 7). Die Biotit- und Sillimanitsträhnen ziehen durch die ganzen Schliffe hindurch; sie sind von Cordieriten umwachsen. Neben Biotit und Sillimanit treten auch zerbrochene Almandine, zugerundete Zirkone, Erze und Spinelle im Cordierit auf. Neben Cordieritkristallen, oder verdrängend danach, kommen Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz in verschiedenen Mengen vor.

Probe Nr.	Qu	Plag	Kf	Cord	+	Sill	Bi	Akz
4	3,8	2,5	5,7	(43,1)	53,1	(10,0)	32,4	2,1
4	2,0	10,8	11,8	(29,4)	43,4	(14,0)	30,8	1,1
321	0,3	8,0	1,0	57,9		16,6	12,7	2,5
324	11,6	1,2	9,1	51,6		7,8	15,6	3,1
Mittel- wert	4,4	5,6	6,8		57,6		22,9	2,2

Diese Gneise weisen den höchsten Gehalt an Biotit im Vergleich mit anderen Gneistypen auf. Der Biotit ist hell- bis dunkelrötlichbraun gefärbt, hierbei handelt es sich um Lepidomelan. Er ist kräftig pleochroitisch. Die Individuen sind einfach begrenzt und zeigen ein Verhältnis Länge zu Breite von 5 : 1, das für die Biotite des "Schiefers" charakteristisch ist. Fast immer sind die im Cordierit eingeschlossenen Biotite lappig begrenzt. Die Biotite sind mit ihrer Basalebene ausgezeichnet eingeregelt. Das Gefüge des Biotits deutet darauf hin, dass seine Kristallisation die Durchbewegung und Verfaltung überdauert hat, d.h. er ist para- bis posttektonisch gebildet.

Zusammen mit dem Biotit tritt Sillimanit auf. Ein grosser Teil des Sillimanits, der im "s" liegt, ist vor und gleichzeitig mit dem Biotit gebildet; er ist para- bis posttektonisch. Ein anderer Teil ist auf Kosten von Biotit bei steigender Temperatur gewachsen (Abb. Nr. 9). Junger Disthen (post-cordieritisch) wurde wie in Abb. 13 in Probe Nr. 324 festgestellt.

Der Cordierit ist der wichtigste Gemengteil. Er ist im frischen Zustand stahlblau gefärbt, er verleiht den Gneisen ihre blaugraue Färbung. Der Cordierit ist eisenhaltig, der 2 V_x beträgt 60-72°. Auf Grund der Tatsache, dass der Cordierit posttektonisch gebildete Biotite und biotitverdrängende Sillimanite einschliesst, ist der Cordierit ebenfalls posttektonisch. Der Zeithiatius ist jedoch nicht festzustellen. Jedenfalls ist eine Cordieritgeneration mit der Biotitverdrängung durch Sillimanit bei steigender Temperatur verknüpft. Diese erste Generation hat sich wahrscheinlich in den sillimanitfreien Höfen um Boititscheiter durch die Reaktion Biotit mit Sillimanit in Gegenwart von Quarz gebildet. Der grösste Teil des Cordierits - ausserhalb dieser Höfe - verdankt seine Entstehung wie der immer begleitende Spinell, einem anderen Bildungsvorgang bzw. einer Metasomatose. Die metasomatische Entstehung wird in dem zweiten Teil dieser Arbeit behandelt.

Der Spinell (Pleonast) ist schmutziggrün gefärbt und tritt immer verdrängend nach Sillimanit und Cordierit umschlossen auf. Häufig bildet sich um Spinell ein sehr schmaler sillimanitfreier Hof. Der Cordierit ist meistens xenomorph; manchmal bildet er Kristallflächen gegen Quarz. Selten ist der Zirkon im Cordierit von schwachgelblichem pleochroitischen Hof umgeben. Der Cordierit ist von aussen her und entlang den Rissen im Heilglimmer umgewandelt. Diese Art und der Grad der Umwandlung ist anscheinend vom Kaliumgehalt in den Porenräumen abhängig. Später, im Laufe der Abkühlung, ist der Cordierit durch Hydrothermalaktion - vielleicht als Autometamorphose bei Anreicherung an Wasser in den Porenräumen - in eine zitrongelb gefärbte chloritische "Substanz" umgebildet. Mit der Chloritisierung ist eine Serizitbildung verbunden.

Nur in sehr untergeordneten Mengen treten die hellen Gemengteile, nämlich Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat auf. Der Plagioklas ist xenomorph und besitzt keinen Zonarbau. Es konnten nur Albit- und Periklinzwillinge beobachtet werden. Der An-Gehalt beträgt 22 %. Der grösste Teil des vorhandenen Plagioklases ist meiner Meinung nach aus dem "Schiefer" übernommen worden. Der Kalifeldspat ist perthitisch und xenomorph; gelegentlich bildet er Kristallflächen gegen Quarz. Anscheinend handelt es sich ursprünglich um hochtemperierten Na-Orthoklas. Die Kristallisation von Quarz überdauerte jene der anderen Mineralien. Er füllt die Zwickel zwischen den verschiedenen Mineralien und verdrängt die frühgebildeten Kristalle.

"Quarzeinschlüsse" findet man häufig im Cordierit. Sie kommen als runde sowie auch als ovale, langgestreckte und unregelmässige Körper vor. Die "Quarzeinschlüsse" bestehen aus einem oder mehreren Individuen. Gelegentlich findet man Längsschnitte in Form verästelter, tiefkorrodierender Quarzschläuche im Cordierit. Deshalb betrachte ich die beinahe runden "Quarzeinschlüsse" in meinem Arbeitsgebiet als querschnittene Quarzschläuche, obwohl die Möglichkeit besteht, dass Quarz als Einschluss im Cordierit auftritt (FISCHER, 1957).

Als Nebengemengteile treten Almandin, Erze, Apatit, Monazit und Zirkon auf. Der Almandin ist prätektonisch gebildet, d.h. die frühgebildeten Almandine sind in der tektonischen Phase mit NNO-Streichrichtung betroffen und die Teilstücke auseinander getrieben. Die Erze bestehen hauptsächlich aus Magnetit; im Cordierit eingeschlossen kommt Magnetkies vor. Der Magnetkies dürfte vor der Cordieritbildung in dem "Schiefer" vorhanden gewesen sein. Der Zirkon ist morphologisch zugerundet. Diese Zurundung fand im Laufe des Transportes vor der Ablagerung statt; sie sind daher Relikte aus dem sedimentären Stadium. Apatit und Monazit treten im Cordierit als unregelmässige Körner auf. Junger Apatit bildet dicke Kristalle im Grundgewebe.

b) CORDIERIT-SILLIMANIT-GNEIS

Vorkommen und Makroskopische Beschreibung: Dieser Gneis ist mit dem obenbeschriebenen Typ eng verbunden. Sie kommen beide auf der mittleren Linie des Falkensteiner Gneiszuges bei Völling vor. Er ist blau ge-

färbt mit perlgneisartigem Gefüge. Dieser Gneis ist ein Sondertyp des enggefalteten Cordierit-Sillimanit-Biotit-Gneises, der durch relativ höheren Schmelzanteil zustande gekommen ist.

Mikroskopische Beschreibung: Er besteht hauptsächlich aus Cordierit und Sillimanit mit geringem Gehalt von Biotit und Quarz. Der Cordierit ist vorwiegend idiomorph und schliesst häufig nur Sillimanit in sich ein, er entwickelt sillimanitfreie Ränder. Wenige Biotitschuppen kommen als Einschlüsse in Cordierit vor. Cordierit, Sillimanit und Biotit haben dieselben Eigenschaften wie Cordierit-Sillimanit-Biotitgneis. Es wurde schon erwähnt, dass diese zwei Typen miteinander sehr eng verbunden sind. Nur wegen des einerseits schiefrigen und andererseits perlgneisartigen Gefüges wurden sie getrennt behandelt, obwohl beide Gefügetypen in diesen zwei Gneisarten vertreten sind. Einige grosse Cordieritkristalle schliessen auch hier Biotit-Sillimanitkleinfalten in sich ein.

Mit den kleinen gelängten und in "s"-liegenden Magnetitflecken kommen braune Spinelle und Magnetkieskörner im Cordierit vor; sie sind präcordieritisch gebildet. In einer Probe wurde eine junge Ausscheidung von Magnetkies und Pyrit festgestellt.

Zwischen den Cordieriten und manchmal von diesem teilweise umwachsen treten Ti-haltige Magnetite und Anatas (Abb. 8) auf. Der Anatas ist mit dem Magnetit sehr eng verbunden. Auffallend ist das vollkommene Fehlen der Feldspäte.

c) CORDIERIT-APLOIDE

Sie bilden helle Linsen oder unregelmässige Adern, die akkordant zu "s" liegen; manchmal durchschneiden sie diese "s"-Fläche. Die Aploide zeigen kaum scharfen Kontakt zum Nebengestein. Cordieritreiche Aploide treten in Cordierit-Plagioklas-Metablastitgneisen auf. Die Cordierite häufen sich an einigen Stellen, dadurch kommt es zur Bildung von Cordieritflecken.

Probe Nr.	Qu	Plag	Kf	Cord	Mu	Bi	Akz	
124	56,5	3,3	1,1	32,9	3,8	2,1	0,3	Cord-Flecken
124	42,8	18,0	29,9	1,5	1,6	6,0	0,2	Grundmasse
77	44,9	30,5	19,6	2,8	0,5	1,6	0,1	

Auffallend ist, dass die Cordierite, obwohl sie dieselbe Zusammensetzung wie die der anderen Gneise aufweisen, keine sillimanite enthalten. Sie sind vom Quarz stark korrodiert und durchlöchert. Cordierit zeigt keine Beziehung zum Biotit. Der Plagioklas ist hypidiomorph und besitzt manchmal einen sehr schmalen saueren Rand. Gelegentlich sind die Plagioklase zerbrochen und vom Quarz korrodiert. Beim Kalifeldspat handelt es sich hauptsächlich um perthitische Mikroline mit schwacher aber erkennbarer Vergitterung. Sie sind meistens xenomorph.

Im Perlgneis kommen cordieritarmer grobkörnige Aploide (Probe 77) vor. Der Cordierit ist hier stark hellverglimmert. Man darf hier verallgemeinernd sagen, dass der Cordieritgehalt der Aploide in erster Linie vom Cordieritgehalt des Nebengesteins und vielleicht vom Kalifeldspatgehalt abhängt. Die Anwesenheit von Kalium verringerte die Stabilität und die Bildung von Cordierit.

2. CORDIERIT-PLAGIOKLAS-METABLASTITGNEIS

Vorkommen und Makroskopische Beschreibung: Diese Gneise sind auf frischem Bruch hell- bis dunkelgrau gefärbt, je nachdem im Handstück Biotit und Cordierit oder Feldspat und Quarz vorherrschen. Diese Gneise bilden die Übergangszone zwischen den cordieritführenden und plagioklasführenden Gneisen. Im cordieritreichen Endglied ist der Zeilenbau noch deutlich zu sehen. Bei steigender Bildung von Plagioklasmetablasten geht dieser jedoch verloren. Es ist kaum möglich, die Grenze zum Perlgneis zu ziehen.

Mikroskopische Beschreibung: Wie man aus dem Begriff "Übergang" ersehen kann, zeigen die Cordierite, Biotite u. a. beinahe dieselben Eigenschaften wie in den cordieritführenden Gneisen. Das Auftreten von Plagioklasmetablasten hat aber das Gefüge des Gneises und den Gehalt der vor-

handenen Mineralien verändert; das Parallelgefüge ist teilweise noch erhalten. Die Cordierite haben ihre Idiomorphie durch fortschreitende Verdrängung und Korrosion durch Feldspäte und Quarz verloren. Die Biotite sind dicker geworden. In diesen Gneisen sind jedoch noch Relikte erhalten, die zur Erklärung der Cordieritenentstehung beitragen. In Abb. 11 und 12 sieht man, dass Cordierit Plagioklase älterer Generation mit 21 % An-Gehalt, die Sillimanit enthalten, verdrängt und die Sillimanitnadeln völlig verdaut. Solche Entstehung kann nur in Anwesenheit von Mg (Fe)- Oxyden im Intergranularfilm (WEGMANN, 1935) möglich sein. Ausserdem zeigen diese Abbildungen, dass die Gneise oder "Schiefer" nicht unter den Bedingungen der Pyroxenhornfelsfazies - wie es häufig angenommen wird, - gebildet wurden, da Plagioklas in engster Berührung mit Sillimanit stabil war. Andererseits beobachtet man, dass Cordierit Biotit verdrängt und die eingeschlossenen Zirkone übernimmt.

Die Plagioklasmetablasten sind idio- bis hypidiomorph. Sie liegen fast mit ihrer langen Achse in "s"; häufig sind sie parallel c gestreckt. Die Plagioklaskristalle sind einfach und einheitlich gebaut. Um den nicht zonargebauten Kern lagern manchmal ein bis drei schmale Zonen mit umgekehrter Auslöschungsschiefe. Die innere Zone ist stets idiomorph ausgebildet, im Gegensatz zur äussersten Zone. Der An-Gehalt beträgt 1) im Kern 25-22 %, 2) in der inneren Zone 19-16 % und 3) in der äusseren Zone 17-11 %. Am Kontakt zwischen Plagioklas und Kalifeldspat, wenn sie keine gemeinsame kristallographische Orientierung aufweisen, kommt es zu Myrmekitbildung auf Kosten des Kalifeldspates. Der An-Gehalt der Myrmekite entspricht dem An-Gehalt der äusseren Zone der Plagioklase bzw. 17-11 %. Entlang mancher Risse sind die Plagioklase in ihrem An-Gehalt metasomatisch verarmt, z. T. bis ca. 20 %. Diese Risse wurden von Quarz, Kalifeldspat und Biotit ausgefüllt.

Aus den gegebenen Zusammensetzungen in Abb. 3 merkt man, dass mit der Zunahme des Plagioklasgehaltes eine entsprechende Abnahme in Cordieritgehalt erkennbar ist. Dieses Verhältnis kam durch die Verdrängung des Cordierites durch Plagioklas zustande

Plagioklas verdrängt Cordierit und übernimmt die eingeschlossenen Sillimanitnadeln.

Probe Nr.	Qu	Plag	Kf	Cord	Bi	Mu	Akz
3	25,0	11,5	15,5	27,0	17,5	2,3	1,2
3	31,9	15,0	19,3	16,0	13,0	3,1	1,7
5	15,7	15,0	0,8	37,5	27,0	2,3	1,3
5	32,0	10,3	2,8	27,6	25,0	1,3	1,1
103	35,7	18,3	5,1	18,0	18,4	3,2	1,3
Mittel- wert	29,3	14,7	8,1	24,1	19,9	2,6	1,3

Nicht selten beobachtet man geregelt kleine idiomorphe Biotitkristalle, die vorzugsweise als Einschlüsse im Plagioklas auf 010 und 100 liegen. Dies deutet darauf hin, dass der Biotit im Laufe der Bildung von Plagioklasen kristallisieren konnte, dass jedoch diese Kristallisationsfähigkeit nicht gross war. Neben Biotit befinden sich im Plagioklas Zirkone und Apatitet, die teilweise geregelt sind. Quarz verdrängt Plagioklas. Diese Verdrängung führt zur Bildung von "Quarzeinschlüssen" oder zur Annahme, dass Hochquarz als Einschluss im Plagioklas vorkommt. Die "Quarzeinschlüsse und -tropfen" sowie den zweifelhaften Hochquarz betrachte ich, wie beim Cordierit (S. 13) als schrägggeschnittene Quarzschläuche.

Der Kalifeldspatgehalt schwankt sehr stark. Beträchtliche Zunahme scheint eine lokale Erscheinung zu sein, bei der Kaliumzufuhr lokal und rasch stattfindet. Mit dieser Kaliumzufuhr ist eine Neubildung von Apatit und Monazit (Abb. 14) verknüpft.

Die Kalifeldspäte sind xenomorph und zeigen gelegentlich Kristallflächen gegen Quarz. Die Kalifeldspäte füllen die Zwickel zwischen den Cordierit- und Plagioklasmetablasten aus. Die Kalifeldspäte weisen einen beträchtlichen Anteil an Albitmolekülen auf, die in Form von entmischten Perthitlamellen auftreten. Stellenweise erkennt man eine sehr schwache Vergitterung, jedoch die gemessenen $2 V_x$ ($60-65^\circ$ und ca. 80°) deuten darauf hin, dass die Kalifeldspäte zuerst als Orthoklasen kristallisierten. Die Kalifeldspäte verdrängen Cordierit und Plagioklas. Sehr selten enthalten sie Sillimanite als Einschlüsse. Sie wurden

von Quarz korrodiert. Quarz und ein Teil des Kalifeldspates bilden die letzte Kristallgeneration im Gestein; sie füllen die letzten Porenräume aus. Die Quarzkristalle der Grundmasse sind untereinander verzahnt und löschen undulös aus.

Als Akzessorien treten Zirkone, Apatite und Monazite neben den sekundär entstandenen Seriziten, Chloriten und Muscoviten auf. Zirkone finden wir häufiger in Biotit; sie erzeugen die pleochroitischen Höfe. Sie treten in untergeordneter Menge in Cordierit, Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz auf. Die Zirkone kommen als subgerundete Bruchstücke sowie als idiomorphe Kristalle vor. Die Idiomorphie steigt in Richtung zum Perlgneis. Neues Wachstum der Zirkonkörner, besonders wenn sie mit der Schmelze in Berührung kommen, hat die Zahl der idiomorphen Kristalle erhöht.

Dem Apatit wurden zwei Generationen zugesprochen, eine ältere aus sedimentären Apatitkörnern und eine jüngere metasomatische Generation. Dicke, grosse Apatitkristalle gehören mit Sicherheit der jüngeren Generation an, da sie Zwickel zwischen älteren Mineralien, nämlich Cordierit und Plagioklas (Abb. 15) ausfüllen, oder sich an deren Korngrenzen anlagern. Apatitkristalle $< 0,4$ mm wurden nicht als Einschlüsse in Plagioklas gefunden. U.a. wurde beobachtet, dass ein Plagioklaskristall ganz an seinem äusseren Rand Apatit teilweise umschloss. Der mit der Intergranularschmelze weiterhin in Verbindung verbliebene Teil wuchs ungehindert weiter (Abb. 16). Diese metasomatische Generation ist mit der Kalifeldspatbildung sehr eng verbunden. Apatite beider Generationen besitzen pleochroitische Höfe im Biotit; die grossen Körner zeigen eine geringe Radioaktivität; siehe LIST 1961.

Der grösste Teil des Monazits ist jünger als Plagioklas (Abb. 14). Monazit wurde mit dem Apatit der jüngeren Generation zugeführt. Wenige Monazitkörner, die in Cordierit eingeschlossen sind, dürften mit den Sedimenten abgelagert sein.

3. PLAGIOKLASREICHE GESTEINE

BIOTIT-PLAGIOKLAS-PERLGNEIS

Vorkommen: Wie ich oben schon erwähnte, ist der Perlgneis mit dem Cordierit-Plagioklas-Metablastitgneis sehr eng verbunden und eine Trennung auf der Karte kaum möglich; d.h. sie gehen ineinander über. Eine Abgrenzung des Perlgneises gegen die Körnelgneiszone war jedoch möglich.

Makroskopische Beschreibung: Der Perlgneis ist hellgrau gefärbt und weist selten ein Parallelgefüge auf. Er ist mit perlartigen Plagioklasen gespickt, dadurch wird ihm der Name Perlgneis gegeben; meist ist er grobkörniger Natur.

Mikroskopische Beschreibung: Der Plagioklas ist mit 25-50 Vol. % der Hauptgemengteil dieses Gneises. Der Cordierit tritt stark zurück und ist fast immer hellverglimmert und korrodiert. Kalifeldspat ist in untergeordneter Menge vorhanden. In Abb. 3 sind die Verhältnisse der Hauptkomponenten dargestellt.

Probe Nr.	Qu	Plag	Kf	Cord	Bi	Mu	Akz
44	31,6	27,4	3,6	13,4	18,1	3,4	2,5
102	43,0	28,5	4,0	8,0	14,8	0,8	0,9
45	33,4	33,8	1,5	7,5	21,1	1,7	1,0
280	32,5	33,8	5,9	4,2	21,3	0,8	1,4
43	28,5	37,5	6,5	-	25,0	1,3	1,2
17	26,6	42,7	6,9	1,8	19,6	-	2,4
307	25,1	43,4	0,1	6,6	23,0	0,5	1,3
53	26,5	45,4	1,5	-	24,0	1,0	1,6
Mittel- wert	30,9	36,6	3,8	5,2	20,8	1,2	1,5

Die Plagioklasmetablasten sind morphologisch genau so ausgebildet wie beim oben behandelten Metablastitgneis, d.h. ein grosser Kern ist teilweise unregelmässig metasomatisch "Albitisiert" und von ein

bis drei Zonen umhüllt. Im Kern schwankt der An-Gehalt von 26-29 % , sehr selten übersteigt er 30 %. Die Randzonen haben denselben An-Gehalt wie beim Plagioklas-Cordierit-Metablastitgneis. Die Korngrösse der Plagioklaskristalle liegt durchschnittlich bei 1 x 0,8 mm. Sie erreicht öfters bis zu 3,5 x 2,2 mm , z. T. ist sie sogar > 9 x 5,3 mm. Der Biotit ist grösser als in den vorigen Gneistypen und meistens gleichmässig verteilt. Garnet tritt als Einschluss in Cordierit und Plagioklas in wenigen Schlifften auf. Zirkon, Apatit und Monazit sind die üblichen Gemengteile; Zirkon weist eine bessere Idiomorphie auf. Apatit und Monazit zeigen hier dieselben Eigenschaften wie im vorherbeschriebenen Gneistype.

4. KÖRNELGNEIS

Unter dieser Bezeichnung werden hier grobkörnige, meist regellose, granitähnliche Gneise mit granodioritischer Zusammensetzung zusammengefasst. Sie sind meist durch grosse Kalifeldspatkristalle charakterisiert.

Vorkommen: Der grösste Teil des Blattes wird von Körnelgneis und den begleitenden stark anatektischen Gesteinstypen bzw. Migmagranit, gebänderter Migmatitgneis und nebulistischen Gneis eingenommen. Der nebulistische Gneis spielt in diesem Gebiet eine untergeordnete Rolle. Wenn es möglich war, wurde der Migmagranit durch zusätzliche Zeichen von Körnelgneis unterschieden. Vollständige Trennung war nicht möglich, denn der makroskopische Unterschied ist nicht gross und Zwischentypen sind stets vorhanden. Gebänderter Migmatitgneis wurde nur am Regen bei Kienhof gefunden.

Makroskopische Beschreibung: Körnelgneis ist auf frischem Bruch hellgrau gefärbt und weist ein granitähnliches Aussehen auf; ein Parallelgefüge ist nur schwach angedeutet. Gelegentlich enthält der Körnelgneis grosse porphyrische, beinahe idiomorphe Kalifeldspatkristalle. Meistens steigt der Gehalt an porphyrischen Kalifeldspatkristallen in Richtung Kristallgranit I. Diese Übergangszone zum Granit im engeren Sinne lässt eine Granitisation in situ vermuten.

Mikroskopische Beschreibung: In diesem Gneis fängt der Kalifeldspat an, eine bedeutende Rolle zu spielen. Normalerweise ist der Plagioklas noch der Hauptgemengteil, aber das Verhältnis Plagioklas/Kalifeldspat verschiebt sich zu Gunsten des Kalifeldspates (Abb. 3 und 5).

Probe Nr.	Qu	Plag	Kf	Cord	Bi	Mu	Akz
19	25,6	43,2	16,7	-	13,0	-	1,5
47	23,9	42,7	13,8	0,4	17,2	0,6	1,4
47	22,5	33,4	21,2	0,6	20,9	-	1,4
248	31,1	39,1	13,4	-	15,5	-	0,9
11	23,0	38,1	20,3	-	16,5	-	2,1
110	21,8	36,6	17,2	-	20,7	1,5	2,2
35	26,2	35,4	19,2	0,4	17,2	0,4	1,2
35	26,9	35,2	18,7	-	17,0	0,5	1,7
9	19,6	34,6	24,0	-	19,6	-	2,3
9	22,0	32,6	20,1	-	20,8	1,1	3,4
29	29,6	33,0	16,3	-	18,6	-	2,5
34	28,3	27,1	29,0	-	14,8	-	0,8
36	31,1	25,7	25,0	0,2	16,6	-	1,4
334	33,4	24,4	14,5	3,3	22,1	-	2,3
70	36,6	31,0	14,8	1,7	15,0	-	0,9
Mittelwert	26,8	34,1	18,9	0,5	17,7	0,3	1,7

Die Plagioklaskristalle sind idio- bis hypidiomorph und besitzen einen randlichen Zonarbau. Der Kern des Kristalls weist den höchsten An-Gehalt (30-35 %) aller granitisierten Gneise auf. Die Plagioklase sind jedoch von der Albitmetasomatose stark betroffen. Die randlichen Zonen zeigen beinahe denselben An-Gehalt wie z.B. im Perlgneis d.h. 22-20 % in der innersten, ca. 16 % bis 12 % in der aussersten Zone. Der Plagioklas ist hauptsächlich nach dem Albitgesetz verzweigt. Periklin- und Karlsbader Zwillinge sind vorhanden. Der Kalifeldspat ist stark perthitisch und zeigt stellenweise sehr feine Mikro-

linvergitterung. Die grossen Kalifeldspatkristalle treten häufig als Karlsbader Zwillinge auf. Die gemessenen $2 V_x$ ergaben zwei Maxima; nämlich $60-64^\circ$ und 80° . Hier schliesse ich mich der Meinung von SCHREYER (1958) an, dass der Kalifeldspat ursprünglich als hochtemperierter Orthoklas kristallisierte und sich später den niedrigeren Temperaturen durch Entmischung und Umwandlung in Mikrolin anpasste. Die dicken Perthitlamellen weisen saure Oligoklasszusammensetzungen auf. Der Kalifeldspat schliesst idiomorphe Hochquarzbiipyramiden neben Plagioklas, Biotit usw. in sich ein. Nicht selten wurden geregelte Plagioklase und Biotite als Einschlüsse in mehr oder weniger idiomorphen Kalifeldspatkristallen, wie beim Kristallgranit I, beobachtet. Häufig zeigen die Kalifeldspäte gut entwickelte Kristallflächen gegen Quarz, jedoch sind diese Kristallflächen nicht um den ganzen Kristall vorhanden. Dies könnte bei späterer Korrosion durch Quarz oder weiteren Wachstum des Kristalls verursacht worden sein. Der Kalifeldspat der Grunsmasse ist ärmer an Perthitlamellen.

Glimmer ist durch den üblichen rötlichbraun gefärbten Biotit und den sekundären Muscovit vertreten. Als Nebengemengteile treten Zirkon, Apatit, Monazit und fast vollständig hellverglimmerter Cordierit auf.

In Körnelgneisgebieten kommt Nebulitischer Gneis und "Migmagranit" vor.

NEBULITISCHER GNEIS

Unter der Bezeichnung Nebulitischer Gneis werden hier fein- bis mittelkörnige Gesteine, bzw. Gneise granitischer oder sogar aplitischer Zusammensetzung zusammengefasst, deren altes Parallelgefüge durch wenige Biotite angedeutet wird. Diese Gneise kommen in untergeordneten Mengen in Körnelgneisgebieten vor.

Nach dem Gefüge und der Zusammensetzung sollten sie aus dem vorher besprochenen Lagengneis bei Neuhaus entstanden sein. Ein zugeführter Orthoanteil dürfte in diesen Gneisen enthalten sein. Manchmal treten cordierithaltige Linsen oder Augen in diesen Gneisen auf; sie müssten

meiner Ansicht nach aus ehemaligen metasomatisch beeinflussten Toneinschaltungen entstanden sein.

Probe Nr.	Qu	Plag	Kf	Bi	Cord	Mu	Akz
17 r	33,3	26,4	33,2	6,1	-	0,6	0,4
121	30,4	37,0	23,0	9,0	-	0,3	0,3
121	27,8	34,8	24,3	6,3	6,0	0,5	0,3
269	33,2	15,6	48,4	0,3	1,9	0,4	0,2
Mittel- wert	31,2	28,6	32,2	5,4	1,9	0,4	0,3

MIGMAGRANIT; GRANODIORIT

Vorkommen: In der westlichen Hälfte des Blattes kommt Migmagranit nur in St. Quirinholz vor, dagegen spielt er in der östlichen Hälfte eine beachtliche Rolle. Die Beziehung der Migmagranite zu den Nebengesteinen ist nicht klar. In St. Quirinholz ist der Migmagranit anscheinend durch Verwerfungslinien von N und S begrenzt. Normalerweise treten sie in Gebieten des Körnelgneises auf. Eine scharfe Grenze konnte ich nicht feststellen; das bedeutet nicht, dass die Migmagranite in situ entstanden wären.

Makroskopische Beschreibung: Die Migmagranite sind hell gefärbt und haben ein granitisches Gefüge. Gelegentlich kann man Schlieren beobachten. Grosse Kalifeldspateinsprenglinge sind vorhanden, jedoch sind sie kleiner und seltener als im Kristallgranit.

Mikroskopische Beschreibung: In der Zusammensetzung und Eigenschaft der Mineralien ähnelt der Migmagranit dem Körnelgneis. Orthit wurde in zwei Schliffrn festgestellt.

Probe Nr.	Qu	Plag	Kf	Bi	Cord	Mu	Akz
13	34,5	32,0	21,0	11,0	-	-	1,5
13	33,0	25,2	24,5	13,6	0,9	1,0	1,8
71	31,2	31,6	24,7	9,2	0,4	2,2	0,7
72	34,9	26,3	23,9	11,8	0,6	1,2	1,0
73	36,0	29,5	14,4	18,7	-	0,3	1,1
74	28,2	30,0	21,0	10,0	10,3	-	0,5
75	33,8	29,0	22,3	13,2	-	0,6	1,1
76	29,6	29,6	23,1	16,0	-	0,4	1,3
76	28,5	27,7	32,4	9,7	-	1,1	0,6
133	33,1	30,2	18,5	14,8	0,5	1,1	1,8
202	27,1	25,1	29,9	13,5	1,5	1,9	1,0
271	26,4	30,6	21,0	18,3	-	2,2	1,5
286	34,4	26,2	30,0	7,8	0,2	0,6	0,7
292	30,7	37,7	10,0	19,5	-	1,0	1,1
Mittel- wert	31,5	29,3	22,6	13,4	1,0	1,0	1,2

5. KALIFELDSPATREICHE GESTEINE

KRISTALLGRANIT I

Vorkommen: In der westlichen Hälfte des Blattes deckt der Kristallgranit I eine beträchtliche Fläche. In der östlichen Hälfte dagegen tritt er in geringmächtigen Gängen auf. Der Kristallgranit I kommt hauptsächlich als akkordanter Körper vor, meistens aber als steile Lagergänge. Wie es auf der Karte zu ersehen ist, tritt der Granit in Körnelgneisgebieten auf. Die Beziehung Granit zum Körnelgneis ist kompliziert; an einigen Stellen kommt kalifeldspatreicher Körnelgneis unmittelbar beim Granit vor, woanders beobachtet man scharfe Grenzen und sogar granitische Apophysen im Gneis. Die erste Beobachtung spricht für eine Granitisation in situ, dagegen deuten die letzteren Beobachtungen auf

eine intrusive magmatische Entstehung hin. Dieser Punkt wird im zweiten Teil ausführlicher behandelt.

Makroskopische Beschreibung: Dieser Granit ist durch das Auftreten von grossen porphyrischen Kalifeldspateinsprenglingen charakterisiert. Die Grundmasse ist grobkörnig. Die grossen Biotitschuppen verleihen dem Gestein eine dunkle Farbe.

Mikroskopische Beschreibung: Der Hauptgemengteil ist Kalifeldspat, danach kommt Plagioklas und Quarz. Der grösste Teil der Kalifeldspatsubstanz ist in den grossen Kalifeldspatkristallen vertreten; der Kalifeldspatanteil in der Grundmasse beträgt im Durchschnitt 7,6 Vol. %.

Probe Nr.	Qu	Plag	Kf	Bi	Cord	Mu	Akz
169	20,2	56,0	7,7	14,5	-	-	1,6 Grund-
152	28,6	39,8	8,4	21,3	-	-	2,0 masse
331	22,5	39,4	6,8	29,2	-	-	3,0 "
161	20,9	33,3	26,6	3,2	-	0,4	1,7

Eine ausführliche Arbeit über den Kristallgranit I im vorderen Bayerischen Wald wurde von G. KRAUS (1959) unternommen. Ich möchte hinzufügen, dass der Gehalt an Kalifeldspateinsprenglingen - sowie Plagioklas und Biotit - steigt, wenn der Granitkörper eine geringe Mächtigkeit aufweist; d. h., dass die Zusammensetzung des Kristallgranit I nicht überall einheitlich ist. Die Kalifeldspateinsprenglinge können bis mehr als 60 % ausmachen. Diese Anreicherung kann durch Stauung zustande kommen. Aus der obigen Tabelle ist es zu ersehen, dass in der Grundmasse der Plagioklas mit 56 Vol. % sehr stark angereichert ist und der Kalifeldspat nur eine untergeordnete Rolle spielt.

Was die verschiedenen Mineralien des Kristallgranits I betreffen, darf man hier verallgemeinert sagen, dass sie in ihren Eigenschaften den Mineralien des Körnelgneises entsprechen. Der Plagioklas weist selten einen Zonarbau auf. Diese randlichen Zonen besitzen einen An-Gehalt von 23-20 %. An-Gehalt unter 20 % ist sehr selten.

III. DIE JÜNGEREN MAGMATISCHEN GESTEINE

Ausser Kristallgranit I drangen andere jüngere Kristallgranite, nämlich Kristallgranit II - der mit den Dioritgängen eng verbunden ist - und junger Kristallgranit bei Haiberberg und bei Roding ein. Neben diesen magmatischen Gesteinen kommen auch mittelkörnige Stockgranite am Regen südwestlich von Roding, bei Sattelpfeilstein, Michelsneukirchen und in der Nähe vom Pfahl vor. Das relative Alter zwischen Diorit und Kristallgranit II einerseits und Stockgranit andererseits, ist in meinem Gebiet nicht mit Sicherheit festzustellen. Dieses Problem wird im Abschnitt V (Tektonik) näher behandelt.

1. DIORIT

BIOTIT-QUARZ-DIORIT

Vorkommen: Die dioritischen Gesteine treten als Gänge im Kristallgranit I sowie im Gneis im westlichen Teil des Blattes auf. Diese Gänge streichen i. a. parallel zum Pfahl und seinen Nebenfählen; d. h., die früheste Phase der Pfahltektonik erzeugte Spalten und Störungszonen, worauf Diorite eindrangen. Diese alten Störungszonen wurden später noch einmal in Tätigkeit gesetzt.

Makroskopische Beschreibung: Die dioritischen Gesteine sind normalerweise feinerkörnig und ausserordentlich zäh; sie sind schwarzgrau gefärbt. Die Randpartien der dioritischen Körper zeigen entweder rasch abgekühlte Salbänder oder eingebettete grosse Kalifeldspäte (westlich Eidenthal), die höchstwahrscheinlich aus dem intrudierten Kristallgranit I herausgeschält und übernommen worden sind (s. S. 29). Die eingebetteten Kalifeldspatkristalle sind häufig mit einem Plagioklassaum bekleidet.

Mikroskopische Beschreibung: Die Hauptgemengteile des Diorits sind Plagioklas, Biotit, Quarz und Feldspat; Hornblende kommt selten vor. Als Akzessorien treten Apatit, Zirkon, Titanit und Orthit auf. Pyrit ist neben Ilmenit und Magnetit vorhanden. Nach dem Mineralbestand variieren sie vom Quarzdiorit bis zum Quarz-Monzonit.

Die Plagioklase sind zonarggebaut und lebhaft verzwillingt. Der An-Gehalt beträgt im Kern um 40 %, in den äusseren Zonen fällt er bis 20 %; An-Gehalt weniger als 20 % ist selten. Der postkalifeldspatische Plagioklassaum um Kalifeldspat weist einen An-Gehalt von 24-20 % auf. Der Kalifeldspat ist schwach perthitisch und besitzt gelegentlich Kristallflächen gegen Quarz. Normalerweise greift der Kalifeldspat den Plagioklas an und wird seinerseits von Quarz korrodiert. Myrmekitbildung ist selten; anscheinend besteht eine Beziehung zwischen Myrmekitbildungshäufigkeit und Kalifeldspatgehalt. In diesem Zusammenhang möchte ich erwähnen, dass Kalifeldspat mit Albitwürmern als Zunge in einem anderen Kalifeldspatkristall auftritt.

Der Biotit ist der wichtigste Dunkelgemengteil. Er ist dunkelbraun gefärbt und stark pleochroitisch. In manchen Schliffen häufen sich an einigen Stellen feine Biotitschuppen; ob sie nach Hornblende gebildet sind, lässt sich nicht bestätigen. Blaugrüne Hornblende ist selten oder fehlt vollkommen.

Unter den Akzessorien ist der Apatit der wichtigste Mineral. Er bildet meist langprismatische Säulen oder Nadeln (bis 1,7 x 0,05 mm wurde gemessen) und ist ausgesprochen idiomorph. Der Orthit tritt sporadisch auf und verursacht an angrenzenden Biotiten kräftige pleochroitische Höfe. Titanit tritt als Umwandlungsprodukt des Biotites und als kleine Körner im Grundgewebe auf.

"Hornblendediorit" wurde als Lesestein auf Plattenberg (südlich von H. P. 499, 4 m) und im Körnelgneisgebiet bei Eichenberg (1 km NW von Kalsing) und bei Taubenberg (westlich von Loifling) gefunden. In den letzten Fundorten war ich geneigt, diese Gesteine als basische Gneiseinschaltungen zu betrachten. Unter dem Mikroskop erkennt man aber nur eruptive Eigenschaften. Das Gefüge ist hypidiomorph-körnig. Die Apatite treten als lange idiomorphe Säulen und Nadeln wie im Quarzdiorit auf. Idiomorpher Orthit ist vorhanden. Dieser Typ unterscheidet sich i. a. vom Biotit-Quarz-Diorit nur durch das reichliche Auftreten von blaugrünen Hornblenden und durch die gröbere Korngrösse. Hornblende wurde z. T. von Biotit verdrängt. Die Beziehung zum Gneis,

bzw. zur Verfallung und zur Anatexis konnte ich wegen des Fehlens von Aufschlüssen nicht untersuchen. Im Schlibfbereich ist gelegentlich junge tektonische Beanspruchung zu beobachten.

Die grossen Kalifeldspatkristalle im Diorit: Grosse Kalifeldspäte treten gelegentlich im Quarz-Diorit auf. Sie sind stets von einem Plagioklas-saum umgeben. HEGEMANN (1931) hat solche Vorkommen im Bayeri-schen Wald ausführlich beschrieben und behandelt. Sie wurden als Holo-blasten bezeichnet und als durch Metasomatose aus jüngeren Graniten hervorgegangen gedeutet,

Die folgenden Beobachtungen, die HEGEMANN beschrieb und Herr Prof. FISCHER mündlich bestätigte, deuten jedoch darauf hin, dass die-se Kalifeldspäte aus dem intrudierten Kristallgranit I übernommen wur-den und im Diorit als Einschlüsse hervortreten. In meinem Gebiet konnte ich die Beziehung des Diorites mit den grossen Kalifeldspatkristallen zum Granit durch Feldbeobachtungen nicht feststellen, weil diese diori-tischen Gesteine nur als Lesesteine vorkommen. Der Diorit ist aber ein-wandfrei jünger als Kristallgranit I.

HEGEMANN schreibt: Stellenweise waren dort 25 Kristalle auf etwa 1 qm zu beobachten, besonders dann, wenn in der Nähe der Kontakt zwischen Diorit und Granit auftrat. Wiederholt war an solchen Kontaktzonen fest-zustellen, wie die Zahl der Orthoklasholoblasten um 50 grösser wurde, je mehr man sich dem Kontakt näherte, sodass man den Eindruck erhielt, als ob die Feldspataugen vom Granit aus in den Diorit hineingewandert wären (S. 177). Der grösste scheinbar einsprenglingsartig auftretende Orthoklas war 12 cm (c) lang; jedoch bewegt sich im Durchschnitt ihre Längsausdehnung nur zwischen 2 - 6 cm (S. 174). Im allgemeinen sind sie oval (S. 174). Andere Feldspataugen lassen sogar Kristallflächen er-kennen, zumal diejenigen, die in der Nähe des Kontakts zwischen Kri-stallgranit und Diorit vorkommen. Sie zeigen dann vielfach die gleiche Ausbildungsform wie die grossen Kalifeldspäte des in Nachbarschaft des Diorit auftretenden Kristallgranits (S. 176)".

Mikroskopische Beschreibung: Diese grossen Kalifeldspäte bestehen aus Orthoklas von einigen cm im $\varnothing$ als Kern und einem schmalen (0-3 mm)

Plagioklassaum. Der Kalifeldspat ist aus 2 Individuen (Karlsbader Zwillinge) gebildet. Perithitische Spindeln ziehen durch die Orthoklaskristalle hindurch. Der Kalifeldspat schliesst wenige Einschlüsse in sich ein. Als Einschluss tritt Plagioklas von 22 - 27 % An-Gehalt, Biotit, Quarz und Apatit auf.

Der Plagioklassaum besteht meistens aus mehreren Plagioklaskristallen. Sie weisen fast dieselbe optische Orientierung wie der Kalifeldspat auf. Der An-Gehalt beträgt hier 21 - 24 %. Der Plagioklas ist mit Quarz in schriftgranitartigem Gefüge verwachsen. Dieser Plagioklassaum ist auffallend reich an Biotit und Apatitnadeln, die in der Grundmasse des Diorites auftreten.

HEGEMANN hat die Regelung der Biotitindividuen in der Grundmasse und in den "Holoblasten" gemessen und dargestellt. Die zwei Diagramme sehen sich verblüffend ähnlich. Das in seiner Arbeit abgebildete Regelungsdigramm des "Holoblasten" soll nur die Regelung der im Plagioklassaum eingeschlossenen Biotite darstellen. Diese Trennung in Kalifeldspatkern und Plagioklassaum - ist für die Genese äusserst wichtig. HEGEMANN hat sie beide als eine Einheit behandelt. Deswegen traf er auf Schwierigkeiten in der Erklärung, denn Ri (im Plagioklassaum) stimmt mit Re der Grundmasse überein. Die "Holoblasten" zeigen aber keine einheitliche Orientierung im Diorit, woraus eine unrichtige Auffassung entstand.

Zusammenfassung: Die Zahl der Kalifeldspatkristalle mit Plagioklassaum steigt in der Nähe des Kristallgranitkontaktes. Genauso nimmt die Zahl der idiomorphen Kristalle in Richtung Kontakt zu. Die Kalifeldspatkristalle zeigen keine Regelung im Diorit.

Der Kalifeldspatkern führt keine Mineralien der dioritischen Grundmasse als Einschlüsse im Gegensatz zum Plagioklassaum. Er schliesst nur Plagioklase von Oligoklaszusammensetzung ein, wie es im Kristallgranit I üblich ist; Andesin tritt in der Grundmasse des Diorites neben den grossen Kalifeldspäten auf. Dies deutet darauf hin, dass der Kalifeldspat nicht in ihm kristallisierte.

Der Plagioklassaum ist eindeutig im Diorit gewachsen. Er schliesst in sich Biotite und Apatitnadeln der Grundmasse ein und weist dieselbe Regelung auf.

Alle diese Beobachtungen führen nur zu der folgenden Erklärung: Der Diorit ist in dem Kristallgranit I intrudiert. Es genügte bereits die Entstehung eines Schmelzfilmes, um hierbei den Granit in ein lockeres Haufwerk von Körnern zu verwandeln. Dadurch wurden die porphyrischen Kalifeldspatkristalle frei. Diese Kristalle fielen in das dioritische Magma hinein; infolge ihrer Freibeweglichkeit weisen sie keine Orientierung auf. Das dioritische Magma wirkte auf die Kalifeldspäte ein. Die Kristalle, die am weitesten vom Kontakt entfernt liegen, waren am längsten unter der Wirkung des dioritischen Magmas und wurden randlich aufgelöst. D. h., dass nur näherliegende Kristalle am Kontakt ihre Idiomorphie erhalten konnten.

Bei der fortschreitenden Abkühlung schied das dioritische Magma Plagioklas aus. Plagioklas konnte sich auf dem noch erhaltenen Kalifeldspat auflagern; das Kalifeldspatkristallgitter übte einen orientierenden Einfluss auf den Plagioklas aus, der zahlreiche Kristallflächen von Biotit, Apatit usw. umschloss.

Nach dieser Erklärung ist der Diorit in Form eines Magmas intrudiert. Das Auftreten von solchen Kalifeldspäten im Diorit ist ein Beweis für das jüngere Alter dieses Diorites im Bezug auf Kristallgranit I.

2. KRISTALLGRANIT II

Vorkommen: Kristallgranit II kommt meistens in Begleitung von Diorit vor, nur bei Unterlintach wurden keine dioritischen Gesteine in der näheren Umgebung gefunden. Dieser Granit tritt am Rande der Dioritgänge auf und schneidet diese Gänge durch, wie im Steinbruch bei Plattenberg 1,5 km westlich von Schorndorf.

Kristallgranit II ist dann jünger als Diorit, der seinerseits jünger als Kristallgranit I ist. Hier erkennt man deutlich, dass Kristallgranit II eine jüngere Granitgeneration darstellt, die vom Kristallgranit I durch einen beträchtlichen Zeit-Hiatus getrennt ist.

Makroskopische Beschreibung: Kristallgranit II unterscheidet sich von Kristallgranit I durch feiner körnige Grundmasse, dünnere porphyrische Kalifeldspattafeln und durch das Auftreten von Quarztropfen.

Mikroskopische Beschreibung: In diesem Granit treten Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz und Biotit als Hauptgemengteile und Cordierit, Apatit, Zirkon und Erze als Nebengemengteile auf. Ermittelter Stoffbestand dreier Integrationsanalysen ist folgender in Vol. %:

Kalifeldspat	29,5	Biotit	11,5
Plagioklas	28,5	Cordierit	1,0
Quarz	28,0	Akzessorien	1,5

Der Plagioklas ist idio- bis hypidiomorph, lebhaft verzwillingt und zonargebaut. In den äusseren Zonen schliesst er Quarzeinschlüsse in sich ein. Geregelte Biotit- und Apatitkristalle kommen im Plagioklas vor. Der An-Gehalt beträgt im Kern 28-23 % und in den sauren Zonen von 18-15%. Der Kalifeldspat selbst tritt als Karlsbader Zwillinge auf. Die grossen Kalifeldspateinsprenglinge sind zonargebaut. Dieser Zonarbau ist durch Unterschiede in der Auslöschungstiefe und durch Einschlüsse bemerkbar. Auf einigen Einsprenglingen (Rapakiwi-Feldspat) lagert sich ein Plagioklassaum gleicher optischer Orientierung mit 20 % An-Gehalt. Ein ähnliches Gefüge ist im Blatt Nittenau beschrieben worden.

Neben Biotit tritt Cordierit auf. Der Cordierit ist durch seine Umwandlungsprodukte vertreten. Muscovit ist auf Kosten von Feldspäten, besonders von Kalifeldspat gebildet. Zirkon, Apatit und Erze bilden die üblichen Nebengemengteile.

3. MITTELKÖRNIGER GRANIT

Vorkommen: Die Hauptvorkommen des mittelkörnigen Granites sind bei Sattelpfeilstein und am Regen bei Roding. Daneben tritt er als kleine Körper oder Gänge z.B. bei Michelsneukirchen und weiter südlich, westlich von Schorndorf und bei Völling auf. Der Granit bei Michelsneukirchen ist etwas gröber und enthält Pegmatitadern.

Sattelpeilnsteiner Massiv: Auf dem westlichen Hang von Einfaltsberg kommt Gneis unterhalb des Granits vor. Dies macht den Eindruck, dass dieses Massiv eine Gneisbasis besitzt; sozusagen ein "lakkolith-artiger" Körper, wie CLOOS (1923) beschrieb und FISCHER (1951) genau umriss.

Die Basis dieses Massivs müsste steil nach O fallen, denn es kommen keine Gneise im tiefer eingeschnittenen Geigenbach vor. Andererseits treten zahlreiche Granitgänge nördlich und westlich von diesem Massiv auf. Diese Gänge könnten gegen die obige Auffassung sprechen und darauf hindeuten, dass dieses Massiv sich in der Tiefe nach N sowie nach W erstreckt, doch muss man u. U. auch mit einer Abstammung der Gänge von einer anderen Granitmasse rechnen. Der Mangel an Aufschlüssen hält mich von der Entscheidung für die eine oder die andere Auffassung ab.

Bei Völling kommt ein feinkörniger Granitgang vor. Dieses Vorkommen ist von GÜMBEL beschrieben. Hier ist der Granit stark verwittert. Nach dem Kluftsystem (30° // zum Kontakt, 150° und $+70^{\circ}$) und GÜMBEL's Karte streicht dieser Gang um NNO. In der Streichrichtung tritt der Ganggranit wieder an der Strasse bei Schwaighöf auf. Bei Momansfelden erstreckt sich der feinkörnige Granit nach NNO.

Makroskopische Beschreibung: Wie üblich ist der Granit auf frischem Bruch hellblaugrau und durch Verwitterung hellbräunlichgelb gefärbt. Der Granit ist fein- bis mittelkörnig und einheitlich gebaut.

Mikroskopische Beschreibung: Hauptgemengteile sind Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Biotit. Neben Zirkon, Apatit und opaken Erzen treten Andalusit und Cordierit auf. Ermittelter Stoffbestand aus 4 Integrationsanalysen ist folgender in Vol. %:

Quarz	33,0	Biotit	6,3
Kalifeldspat	31,5	Muscovit	3,9
Plagioklas	24,2	Akzessorien	1,1

Die Plagioklase sind Albiklase mit An-Gehalt von 18 - 5 %. Plagioklase mit 20 % An-Gehalt sind selten und nur im Kern vorhanden. Sie sind

hypidiomorph. Die Kalifeldspäte sind perthitisch. Mikroklingitterung fehlt meistens.

Ein charakteristisches Merkmal dieses Granits ist das Auftreten von Andalusit. Cordierit kommt auch nicht selten vor. Die Andalusitkörner sind schön pleochroitisch. Der Cordierit ist stets sillimanitfrei. Er tritt gelegentlich idiomorph auf. In den untersuchten Schlfen ist der Cordierit vollständig in Hellglimmer und Chlorit umgewandelt

4. JUNGER KRISTALLGRANIT

Vorkommen: Ausser Kristallgranit I und II kommt ein anderer porphyrischer Granit bei Haiberberg, unter den mesozoischen Schichten und an der Hauptstrasse SW von Roding vor. Das jüngere Alter dieses Granits ist für das Vorkommen bei Roding ziemlich sicher, weil er in Form eines Ganges mit parallel zur Längserstreckung streichenden Kalifeldspateinsprenglingen im mittelnkörnigen Granit auftritt. Eine Abgrenzung dieses Kristallgranits am Haiberberg war nicht möglich.

Makroskopische Beschreibung: Der Granit ist mittel- bis grobkörnig. Er ist im Aussehen heller als Kristallgranit I, weil er ärmer an Biotit ist.

Mikroskopische Beschreibung: Hauptgemengteile sind Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit und Muscovit. Als Nebengemengteile sind Cordierit, Zirkon, Apatit und opake Erze. Ermittelter Stoffbestand aus 3 Integrationsanalysen des Granits am Haiberberg ist folgender in Vol. %:

Quarz	31,0	Biotit	5,0
Kalifeldspat	37,3	Muscovit	3,5
Plagioklas	21,2	Akzessorien	2,0

Der Plagioklas ist hypidiomorph. Der An-Gehalt beträgt im Kern 15-10%; in den äussersten Zonen und der jüngsten Generation 8-4%. Der Kalifeldspat besteht aus 2 Individuen und ist nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt, sowie stets perthitisch. Er ist hypidiomorph und von glatten Kristallflächen - aber nur auf kleinen Strecken - begrenzt. Nach dem

Achsenwinkel ($2 V_x$ 60-64%) ist der Kalifeldspat hauptsächlich durch Orthoklas vertreten. Hochquarz wurde als Einschluss neben Plagioklas im Kalifeldspat beobachtet. Albit und Quarz füllen Spalten und Risse im Kalifeldspat. Glimmer ist durch Biotit und Muscovit vertreten. Der grösste Teil des Muscovits ist durch Pneumatolyse vor der vollständigen Verfestigung des Granits vorwiegend auf Kosten von Kalifeldspat gebildet.

In den untersuchten Schlifften aus Haiberberg trat Cordierit mit 1-1,8 Vol.% auf. Er ist sillimanitfrei und durch seine Umwandlungsprodukte stets vertreten.

IV. DIE PFAHLZONE

Die Pfahlzone stellt die wichtigste Störungszone dar. Sie ist etwa 2 km breit und streicht NW - SO. Diese Zone besteht aus zwei verschiedenen Bauelementen, nämlich dem Pfahl - und den Pfahlschiefern. In dieser Zone kommen ausser dem Pfahl kleine Quarz-, Diorit- und gestriemte Granitgänge vor.

1. DER PFAHLSCHIEFER

Pfahlschiefer kommen auf beiden Seiten des Pfahls vor. Die nördliche Pfahlschieferzone ist breiter als die südliche Zone. Jede Zone ist nicht überall gleich breit. Die Pfahlschiefer sind kataklastisch zermahlene kristalline Gesteine. Wo die Zermahlung am stärksten ist, so dass das Ausgangsmaterial unbekannt bleibt, kann man nur zwei Haupttypen auseinanderhalten. Der erste Typ ist aphanitisch dicht und grün gefärbt. Chlorit und z. T. Quarz sind die einzigen erkennbaren Mineralien. Dieser Typ dürfte aus cordierit- oder biotitreichen Gesteinen entstanden sein. Der andere Typ ist hell gefärbt, dünn geschiefert und sehr splittig. Quarz und Serizit sind die wichtigsten Mineralien. Es dürfte sich hier um Granite oder granitähnliche Gneise als Ausgangsmaterial handeln. Bei schwächer durchbewegten Pfahlschiefern (bzw. Augengneis) ist das ursprüngliche Gestein leichter zu erkennen. In nächster Nachbarschaft zum Pfahl sind die Schiefer durch Quarz verkittet.

Am Anfang schien es mir, dass die Pfahlschiefer eine einzige Störungszone um den Pfahl mit allmählich abnehmendem Zermahlungsgrad nach aussen bilden und dass der Pfahl in der Hauptbewegungszone liegt. Bei der genaueren Untersuchung bemerkte ich, dass die Pfahlschieferzone offensichtlich aus mehreren parallelverlaufenden Störungszonen besteht, die asymmetrisch um den Pfahl liegen und dass der Pfahlquarz erst später seine Aufstiegsbahn in den Bewegungsebenen der Schiefer gewählt hat. So kommt es, dass in der Nähe des Pfahls gelegentlich schwach durchbewegte Pfahlschiefer und sogar kartierbare geschonte Relikte auftreten.

Aus der geologischen Karte ist zu ersehen, dass der Quarzpfehl eine südliche Stellung innerhalb der Pfehlschieferzone besitzt. Diese südliche Abweichung vergrößert sich weiter nach Norden, so dass auf Bl. Neunburg v. W. (BADER) der Pfehl von den Pfehlschiefern durch einen etwa 500 m breiten Granitzug getrennt ist.

2. DER PFAHLQUARZGANG

Der Pfehl tritt in meinem Arbeitsgebiet als eine deutliche morphologische Erscheinung auf. Er besteht eigentlich aus einer Reihe mächtiger Quarzlinsen, die hintereinander oder leicht dachziegelartig nebeneinander liegen. Der Pfehlquarz ist massiv, derb und besonders spröde. Kleine Drusen sind vorhanden aber selten. Er ist grau oder gelblich gefärbt und besitzt keinen Fettglanz. Als Verunreinigung treten Eisenoxyd, Kaolin und Serizit auf; die letzten wurden sehr wahrscheinlich nach Feldspäten gebildet. Der Pfehlquarz ist eng geklüftet und tektonisch beansprucht.

Ausser dem Hauptquarzgang kommen kleine, mehrere 10 m lange und einige Meter breite Nebenpfehle in der Pfehlschieferzone selbst und ziemlich weit davon entfernt vor. Zweifellos besteht eine genetische Beziehung der Nebenpfehle in der Pfehlschieferzone zum Hauptreef. Die anderen weitentfernten Quarzgänge sollen als Nebenpfehle und in genetischer Beziehung zum Pfehl betrachtet werden. Denn diese Quarzgänge zeigen dieselben petrographischen Eigenschaften des Pfehls, sie streichen parallel zum Pfehl oder zu den typischen Nebenpfehlen und sind manchmal an erkennbare Störungszonen gebunden (z. B. bei Salmannsgrub) am südlichen Rand des Blattes), die ihrerseits mit der Pfehlstörung sehr eng verbunden sind.

HEGEMANN hat sich mit der Bildungsweise des Pfehlquarzes befasst. Nach ihm stammt der Pfehlquarz aus der Tiefe aber "als hydrothermale Bildung der varistischen Granitintrusion." Der Pfehl steht in engster Beziehung mit den tektonisch beanspruchten Perlgneisen. Deshalb scheint es mir berechtigter anzunehmen, dass der Pfehlquarz genetisch mit der Ultrametamorphose i. a. und besonders mit der Perlgneisbildung zu tun hat. Die Genese wird im zweiten Teil behandelt werden.

V. TEKTONIK

Zwei altersverschiedene tektonische Phasen haben das Arbeitsgebiet betroffen, wie es im Bayerischen und Oberpfälzer Wald üblich ist. Der tektonische Einfluss der jüngeren Phase ist hier im Vergleich zu anderen Gebieten gründlich verschieden. Der Unterschied liegt darin, dass es hier zu keiner Verfaltung oder Verschieferung der vorhandenen Gesteine sondern zu Bruchtektonik gekommen ist. Die Spuren der älteren Phase sind noch in den Gneisen vorhanden und im Kristallgranit I "abgebildet" worden.

Die Gneise zeigen einen einheitlichen Bau. Die "s"-Flächen streichen am häufigsten N 30° O und fallen 40 - 60° nach NW. Sie streuen zwischen N 10 und N 60° O von der Hauptrichtung. Sehr selten kommen OW oder NNW streichende "s"-Flächen vor; anscheinend handelt es sich um lokale Erscheinungen, die von jüngeren Ereignissen hervorgerufen wurden. Die B-Achsen streichen 40° nach NO.

Die ältere tektonische Phase fand vor der Anatexis und der Metasomato-
tose statt. Die Ultrametamorphose hat die Spuren dieser Phase in einigen Gebieten sehr stark verwischt. Es ist wichtig zu erwähnen, dass die Ultrametamorphose sich hier während einer ruhigen Periode abgespielt hat.

Der eingedrungene Kristallgranit I bildet akkordante Lagergänge, die parallel zu "s" verlaufen. Die mitgebrachten porphyrischen Kalifeldspäte ordneten sich fast parallel zu den Kontakten, d.h. parallel zum regionalen Bau. Die Regelung der Kalifeldspäte tritt sehr stark in Erscheinung, wenn die Granitkörper schwächtiger sind. Die Kalifeldspäte fallen steil nach NW und nicht selten nach SO in demselben Körper. Dies deutet darauf hin, dass die akkordanten Lagergänge steiler als die Gneise nach NW fallen. Die steil nach SO fallenden Kalifeldspäte dürfen von Strömungen in viskosen Magma verursacht worden sein. Der Falkenberger Granit bietet ein ausgezeichnetes Beispiel dafür (FISCHER, 1957).

Als die Ultrametamorphose in diesem Gebiet zu Ende kam und die entstandenen anatektischen Gesteine abgekühlt und fest geworden waren, fand eine andere tektonische Phase statt. Die tektonische Bewegung führte zur Bildung von kataklastischen Gesteinen entlang Störungszonen. Die wichtigste Störungszone ist das Pfahlschiefergebiet. Entlang der schwachen Störungszonen stiegen feinkörnige Granite, Biotit-Quarz-Diorite und Kristallgranit II und Pfahlquarz empor. Diese Störungszonen, die von Ganggesteinen eingenommen sind, sind genetisch und zeitlich mit der NW gerichteten Tektonik des Oberpfälzer und des südlichen Bayerischen Waldes verbunden; siehe FISCHER 1957. Nach FISCHER sowie nach SCHREYER (1957) ist die NW Tektonik die Folge der bretonischen und der jüngeren Phase der variskischen Orogenese. Diese magmatischen Gesteine sind dann während der bretonischen Phase oder vielleicht etwas später eingedrungen. SCHREYER hält ein frühsudetisches Alter für die feinkörnigen Granite für wahrscheinlich.

Die geologische Felduntersuchung brachte mir keinen einwandfreien Beweis für den relativen Altersunterschied zwischen feinkörnigen Graniten und Biotit-Quarz-Diorit. Nach CLOOS steht der Diorit am Anfang dieser jungen Intrusionsfolge. WEINSCHENK (aus CLOOS) betrachtet dagegen den Granit für älter und den "Diorit" für dessen "Gangfolge". Im folgenden wird das relative Alter auf Grund tektonischer Überlegung festzustellen versucht.

Die feinkörnigen Granitgänge streichen um NNO im westlichen Teil des Blattes und O-W und NW (näher zum Pfahl) im östlichen Teil. Die Quarz-dioritgänge streichen um NW und NNW bis N-S. Die gemeinsame NW Richtung und das Auftreten beider Gesteinstypen in der Pfahlschieferzone weisen darauf hin, dass die Intrusion des Granites und des Diorites einander zeitlich überlagern.

Die N-S Richtung (Randstörungen, Quarzporphyr des Regensburger Waldes) stellt die jüngste tektonische Richtung in unserem Raum dar. Sofern der Diorit Spalten mit dieser Richtung als Aufstiegsbahn benutzte, dürfen wir daraus schliessen, dass das Eindringen von Diorit die Intrusion des feinkörnigen Granites überdauerte. Die Granite zeigen ausserdem eine NNO Richtung. Kristallgranit I drang parallel dieser tektonischen Richtung auf. Das heisst, dass die Intrusion des feinkörnigen Granites zeitlich nach

dem Kristallgranit I und vor dem Ende der Dioritintrusion liegt. Für diese Auffassung spricht die Beobachtung, dass die feinkörnigen Granite im Vergleich zum Diorit viel häufiger durchbewegt oder zumindestens gestriemt sind. In diesem Zusammenhang möchte ich daher die vorkommenden Spalten- und Störungsrichtungen mit folgendem Zeitablauf einordnen: Zuerst NNO dann O-W, NW und schliesslich N-S.

Kehren wir zu den jungen Störungszonen und Verwerungen zurück. Die tektonischen Störungen spielen eine beachtliche Rolle in der Gestaltung meines Arbeitsgebietes. Auf der WNW sowie auf der NNW streichenden Verwerfungslinie steht eine NW bzw. eine N-S streichende Nebenverwerfung. Die spitzwinklige Beziehung zwischen Haupt- und Nebenstörungslinien erscheint mir eine regionaltektonische Eigenschaft unseres Raumes zu sein, denn NNW streichende Nebenpfähle zweigen vom Pfahl mit spitzen Winkeln ab.

Am Roten Meer (Ägypten) traf ich Haupt- und Nebenverwerfungen, die aber stets senkrecht aufeinander stehen. Die Nebenverwerfungen bezeichnete ich als subsequent, weil sie ihr Dasein der Hauptverwerfung verdanken. Bei normaler Ab- oder Aufschiebung stehen die subsequenten Verwerfungen senkrecht auf den Hauptverwerfungen. Die spitzwinklige Beziehung weist darauf hin, dass laterale Verschiebung stattgefunden hat.

Wenden wir uns dem Pfahl zu, Der Pfahl streicht NW-SO und fällt sehr steil meist nach NO zu. Die Nebenpfähle streichen i. a. nördlich und südlich vom Pfahl NNW. Wenn wir die Nebenpfähle als Fiederspalten betrachten, kommen wir zu dem Schluss, dass der nordöstliche Block relativ nach Südosten bewegt wurde. Eine ähnliche Bewegung wurde bereits in der Böhmischem Pfahlzone beschrieben (FISCHER, 1929). Die gesamte Bewegung entlang dem Bayerischen Pfahl sollte dann als schräge Aufschiebung bezeichnet werden. Diese Bewegung schaffte die Aufstiegsbahnen für den Pfahlquarz.

Wenn wir die geometrische Beziehung des Pfahls und seiner Nebenpfähle auf die NNW- und die WNW-streichende Hauptverwerfung verwenden dürfen, müsste dann eine laterale südliche Wanderung der östlichen bzw. nordöstlichen Seite entlang dieser Linien stattgefunden haben. Ein schrä-

ger Druck aus nördlicher Richtung ist nötig, um diese südwärts gerichtete Verschiebung der östlichen oder nordöstlichen Seiten zu ermöglichen.

Die Störungszonen haben sich während dem Känozoikum noch einmal bewegt. Die relative Bewegung der WNW und NW Verwerfung wurde im Bezug auf die jungmesozoischen Schichten festgestellt und auf der beigegebenen Karte angedeutet. Die NNW Verwerfung stellt mich vor Schwierigkeiten. Diese Verwerfung ist schon bekannt. Wie es aus der geologischen Karte 1 : 500 000 von Bayern zu ersehen ist, wurde die westliche Seite abgesenkt. Herr Prof. FISCHER hat mir mündlich diese Tatsache aus eigener Beobachtung auf die nördliche Fortsetzung im Gebiet Cham West bestätigt. In meinem Arbeitsgebiet liegen die Dinge jedoch anders. Das heisst, dass die östliche und nicht die westliche Seite abgesenkt wurde. Diese Annahme gründet sich auf folgende Beobachtungen:

1. Vom morphologischen Gesichtspunkt aus hat sich die westliche Seite erhoben, denn die westliche Seite liegt höher. Ein steiler Hang, der in humiden, morphologisch welligen Gebieten nur durch tektonische Ursache möglich ist, verbindet die zwei Seiten.
2. Erfahrungsgemäss liegen in diesem Gebiet die Lesesteine aus den mesozoischen Schichten ziemlich nahe am festen Vorkommen. Zahlreiche Lesesteine mesozoischer Herkunft treten auf den Feldern des westlichen Ufers vom Knöblinger Bach besonders südwestlich von Obertraubenbach und südlich von Schorndorfsried auf. Hier ist man geneigt, diese Gebiete als "Kreide" zu betrachten. Es liegt näher anzunehmen, dass erodierte sedimentäre Schichten gleich auf der heutigen Landschaft lagen. Mit grösster Wahrscheinlichkeit kommen mesozoische Schichten im Irrholz unterhalb des Hanges vor.
3. Im Gebiet Schorndorf - Knöbling - Thierling - Neuhaus kommen Lagengneis, Cordieritmetablastitgneis und Perlgnais vor. Dieses Gneisgebiet grenzt nach SW an die Verwerfungslinie. Stark anatektische Gneise (Körnelgneis und Migmagranit) umrahmen die oben genannten Gneise. Der Grad der Anatexis steigert sich allmählich

von der Mitte nach NW, N und O. Stellen wir uns dieses Gneisgebiet als ein muldenartiges Gebilde vor. Entlang dieser Verwerfung liegen die schwach anatektischen Lagen- und Cordieritmetablastitgneise direkt dem Körnelgneis gegenüber. Daraus erfolgte, dass die Lagen- und Cordieritgneise abgesenkt wurden.

Verbinden wir die geologischen Beobachtungen entlang der Verwerfung auf Bl. Roding und auf Bl. Cham West. Wir müssen nun annehmen, dass eine umgekehrte Drehung der östlichen und der westlichen Seiten um eine "Achse", die senkrecht auf der Verwerfung steht, stattgefunden hat. Diese "Achse" dürfte in der Nähe der nördlichen Blattkante liegen. Diese Auffassung stützt sich darauf, dass das Tal vom Knöblinger Bach sich bei Obertraubenbach einengt. Es liegt näher anzunehmen, dass die Hebung entlang der WNW Verwerfung diese "Drehung" verursachte; wenn es tatsächlich so ist, dann muss die NNW Verwerfung direkt oder durch eine Nebenverwerfung mit der WNW Verwerfung in Verbindung stehen.

ZWEITER TEIL

DIE ENTWICKLUNGSGESCHICHTE

DER ANATEKTISCHEN GESTEINE

Heutzutage liegen die ehemaligen Sedimente im Raum des Bayerischen und Oberpfälzer Waldes als Ultrametamorphite vor. Die Ausgangssedimente der Paragneise wurden in einem Geosyklinaltrogl abgelagert. Die Sedimente bestanden hauptsächlich aus Tonen und Grauwacken (oder tonigen Arkosen) mit eingeschalteten geringmächtigen Sandsteinen und Mergeln. Tone sind für die folgende Diskussion das ideale Medium. Denn während der Metamorphose ändern die sandigen Sedimente ihre Zusammensetzung, ihre Mineralparagenese und ihr Gefüge sehr langsam und unbeträchtlich. Auch metamorphosierte sandige Mergel bzw. Kalksilikate sind widerstandsfähig gegen Anatexis und Metasomatose. Daher sind die Sandsteine und Mergel weniger für die Auflösung der Metamorphosegeschichte geeignet.

Die Unklarheit über Art und Grad des Metamorphose-Ablaufes in unserem Gebiet möchte ich hier kurz umreißen.

I. DIE METAMORPHOSE

GESTEINSMETAMORPHOSE

READ (Metamorphism und igneous rocks) hat die Entwicklungsgeschichte und die verschiedenen Arten der Metamorphose behandelt. Der Name "metamorphe Gesteine" wurde zum erstenmal mit näherer Begriffsbestimmung von CH. LYELL (Principles of Geology, 1833) verwendet. Mit dem Begriff "metamorphic" (umgewandelt, umgeformt, umgestaltet) meint er nicht alle Umwandlungsformen der Gesteine, sondern nur diejenigen, die mit magmatischen Erscheinungen eng verbunden sind. Die metamorphen Gesteine "had been modified by plutonic agency under pressure in the depths of the earth". In "Elements of Geology" betont LYELL die wichtige Rolle der magmatischen Gase; "their heating and modifying influence may spread throughout the whole of this solid mass" (nach READ).

Für die englischsprachigen Geologen findet die Metamorphose nur in festem Zustand statt. "The term metamorphism refers to the mineralogical and structural adjustment of solid rocks to physical or chemical conditions which have been imposed at depths below the surface zones of weathering and cementation and which differ from the conditions under which the rocks in question originated." (TURNER, 1951).

CORRENS "fasst als Metamorphose alle die Veränderungen zusammen, die die Gesteine unter wenigstens teilweiser Erhaltung des festen Zustandes durch Einwirkungen erleiden, die nicht an der Erdoberfläche stattfinden".

Nach "FISCHER"⁺ würde diese Definition die kontaktmetamorphen Veränderungen, die an der Erdoberfläche stattfinden, oder die Verformung von Schnee in Gletschereis aus dem Begriff ausschliessen. Die Metamorphose ist erzwungene Anpassung des Mineralbestandes und (oder) des Gefüges an geänderte PT-Bedingungen. Der Ort, wo dies geschieht, ist für den Begriff gleichgültig. Das Eintreten einer Metamorphose ist für verschiedene Stoffbestände sehr verschieden.

Im folgenden werde ich den Begriff "Metamorphose" auf seinen engeren Sinn, d.h. im vorwiegend festen Zustand, beschränken. Die "Ultrametamorphose" wird für die noch höher temperierten Stadien angewandt. Ich möchte hier noch hinzufügen, dass die Mineralfazies nur auf die Gesteine, die eine Metamorphose (und Metasomatose) erlebt haben, angewendet werden darf.

Die verschiedenen Metamorphosearten sowie die Tiefenzoneneinteilung sind wohl bekannt und brauchen daher nicht erläutert zu werden.

MINERALFAZIES

"Zu einer bestimmten Fazies werden die Gesteine zusammengefügt, welche bei identischer Pauschalzusammensetzung einen identischen Mineral-

⁺ Begriff- und Wortbildung in der Geologie. Jb. Preussische Geol. L. A., 1933

bestand aufweisen, aber deren Mineralbestand bei wechselnder Pauschalzusammensetzung gemäss bestimmten Regeln variiert" (ESKOLA, 1939). GOLDSCHMIDT hat als erster dieses Prinzip erkannt und auf die kontaktmetamorphen Gesteine im Oslogebiet angewandt. ESKOLA hat den Begriff "Mineralfazies" benutzt und den ersten Versuch zur Einteilung der Gesteine nach der Mineralfazies unternommen. Mehrere Geologen haben diese Einteilung weiterentwickelt. Hier müssen wir bemerken, dass für eine bestimmte Mineralfazies in jedem Fall die kritischen Mineralien oder Mineralassoziationen bei der Hauptphase der Mineralbildung dieser Fazies entstanden sind.

ESKOLA (1939, Tab. II) stellte die Abhängigkeit der verschiedenen Fazies von Temperatur und Druck dar. Wenn wir diese gegebene Tabelle betrachten, bemerken wir, dass die Gesteine während der Regionalmetamorphose bei steigender Temperatur von der Grünschiefer- über die Epidotamphibolit- und die Plagioklasamphibolit- in die Pyroxenhornfelsfazies übergehen. Dies wurde nicht nur bestritten, weil der Pyroxenhornfelsfazies zur Kontaktmetamorphose gehört, sondern auch weil in den regionalmetamorphen Gesteinen keine ähnlichen Mineralassoziationen vorkommen. Die Mineralgesellschaft der Cordierit-Sillimanit-Gneise ist nicht in einem einzigen Akt entstanden. Ausserdem stimmt diese "Mineralassoziation" nicht mit den gegebenen Klassen von GOLDSCHMIDT oder von TILLEY (1925) überein.

Es wäre besser, wenn die Pyroxenhornfelsfazies ihren Platz in ESKOLA's Tabelle für die Granulit- oder für eine "Subgranulit"-Fazies freilassen und sich nur auf die Kontaktmetamorphose beschränken würde. BRINKMANN (1956, S. 236) brachte ein PT-Diagramm, in dem die Amphibolitfazies durch steigenden Druck in die Granulitfazies überführt wird. Die Hornfelsfazies wurde jedoch bis in zu hohen Druckbereich ausgedehnt. TURNER und VERHOOGEN (1960) haben die Fazies der Kontakt- und der Regionalmetamorphose getrennt behandelt und die Pyroxenhornfelsfazies der Kontaktmetamorphose zugesprochen.

RAMBERG (1952, Fig. 73) hat die Beziehung der verschiedenen Fazies in einem PT-Diagramm dargestellt, worin "the granulite facies succeeds

the amphibolit facies when confining pressure, in particular, but also temperature increase" (S. 158). Dieses Diagramm wurde hier mit Teiländerung und Ergänzung aus einem anderen von ihm (Fig. 1) dargestellt. Abb. 1 zeigt, dass die Gesteine der Amphibolitfazies bei steigender Temperatur (durch Ultrametamorphose) in palingenes "Granitmagma" ohne granulitische Zwischenstufe übergehen können, falls der Wasserdampf-Druck hoch genug ist. In noch höherem PT- Bereich und bei geringerem H_2O -Gehalt (primär oder sekundär) wird zuerst die Granulitfazies erreicht, bevor die Gesteine (Schiefer) der Amphibolitfazies in Anatexite verwandelt werden.

Die Beziehungen zwischen der Granulit- und der Eklogitfazies hängen in erster Linie von der Zusammensetzung des Gesteins ab. Die Granulite weisen eine granitische Zusammensetzung auf, bzw. Pyroxen- oder Hornbelendegranit, wo ein Teil des Quarzes und Kalifeldspats jedoch abgequetscht ist. Steigt die Temperatur (bei höherem Druck) über das Stabilitätsfeld des Granulits an, so sind nur noch die basischen Silikate beständig; hier bilden sich die Eklogite mit ihrer gabbroiden Zusammensetzung.

DIE MOLDANUBISCHEN GNEISE UND IHRE EINSCHALTUNGEN

Heutzutage liegen die ehemaligen Sedimente als hoch- bis ultrametamorphosierte Gneise vor. Aber aus ihren Zusammensetzungen und den erhaltenen Relikten und kleinen Strukturen kann man mit grosser Wahrscheinlichkeit auf ihr Ausgangsmaterial und ihre Entwicklungsgeschichte schliessen.

In den Gneisen können wir folgende Ausgangsmaterialien unterscheiden:

I. Sandige Sedimente mit oder ohne toniges Bindemittel:

a) Schwachanatektische Gneise

- 1) Quarzite
- 2) Lagengneis (Reisberg, nördlich Neuhaus)
- 3) Biotit-Plagioklas-Gneis (Fingermühle)

b) Anatektische Gneise

- 1) Nebulitischer Gneis

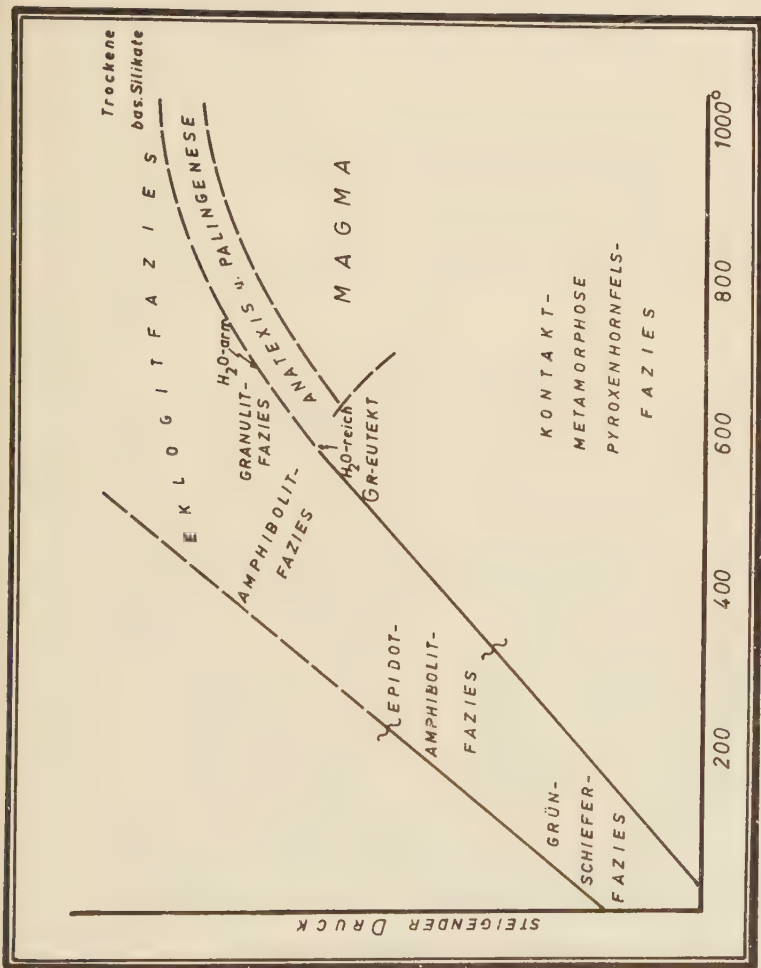


Abb. 1

II. Mergel:

- a) Kalksilikatfels aus sandigem Mg-haltigem Mergel
- b) z. T. Amphibolite aus tonigen Mergeln.

III. Tone: z. B.

- a) Cordierit-Sillimanit-Biotit-Gneis
- b) Cordierit- und Plagioklas-Metablastit-Gneis

Hier möchte ich auf die Arbeit von BADER (1959) über die Metamorphose und Haushalt der Gneise hinweisen. In den Paragneisen sind auch Orthogneise eingeschaltet.

DIE METAMORPHOSE DER GNEISE

Die tonigen, sandigen und kalkigen Sedimente zeigen verschiedene Empfindlichkeit und reagieren mit verschiedener Geschwindigkeit auf die herrschenden PT-Bedingungen.

Die Empfindlichkeit und die Geschwindigkeit der Umkristallisation der verschiedenen Sedimente sind von dem Grad der "Umrührung" und Deformation, von der Korngrösse und von der Zahl der vertretenen Elemente abhängig. Die feinkörnigen und lockeren Tone werden besser geschiefert und durchbewegt als die gröberen und festeren Sandsteine oder die Orthogesteine. Je feiner das Korn des Ausgangsmaterials ist, desto schneller vollziehen sich die chemischen Reaktionen und Umkristallisationen. Wenn die Zahl der vertretenen Elemente gross ist, dann können sich verschiedene Mineralien mit jeweils bestehenden PT-Bedingungen angleichen. Insgesamt können wir folgern, dass die Tone am höchsten und die Sandsteine und Orthogesteine am geringsten empfindlich sind. Der Mergel zeigt eine ziemlich reiche Mineralparagenese; der entstandene Kalksilikatfels dagegen ist gegenüber der Metasomatose und der Anatexis widerstandsfähig.

ART UND GRAD DER METAMORPHOSE

Den Gneisen des Bayerischen und Oberpfälzer Waldes wurde eine Kontaktmetamorphose (z. B. WEINSCHENK) oder eine Pyroxenhornfelsfazies

(z.B. BADER) zugesprochen. Die Fehlerquellen lagen

1. In der Annahme "von WEINSCHENK und von F.E. SUESS, dass die Granite, die die Gneise durchsetzen, als Erzeuger der Durchwärmung und Kristallisation der Gneise betrachtet wurden", (nach FISCHER, 1957). Diese Annahme wurde von FISCHER endgültig widerlegt.
2. In ESKOLA's Darstellung (1939), wo die Gesteine der Amphibolitfazies allein durch steigende Temperatur in die Pyroxenhornfelse übergeführt werden; dieser Punkt wurde bereits behandelt (vergl. S. 45).
3. In der mineralogischen Zusammensetzung der Cordierit-Sillimanit-Gneise. Die verschiedenen Mineralien sind nicht in einem einzigen Akt (syngenetisch) entstanden. Wir dürfen sie deshalb nicht zu einer Mineralassoziation bzw. einer Mineralfazies gehören lassen.

Der Cordierit-Sillimanit-Biotit-Gneis

Die einzigen Gesteine, die sich der Metamorphose gut angepasst haben und der Feldspatisation bzw. Granitisation entkommen sind, sind die Kalksilikatfelse und die enggefalteten Cordierit-Sillimanit-Biotit-Gneise. Die Cordierit-Sillimanit-Biotit-Gneise sind für unseren Zweck die geeignetsten, weil sie ältere Relikte enthalten, die ihre Entwicklungsgeschichte verraten können.

Vor der orogenetischen Phase mit der NE-Streichrichtung, die fast alle diese Gneise zeigen, liegt eine ältere Phase, deren Streichrichtung aber unbekannt ist. Diese Annahme gründet sich auf folgende Tatsachen: Die Almandine, die während oder nach einer früheren orogenetischen Phase gebildet wurden, sind von der tektonischen Phase mit der NE-Streichrichtung betroffen und zerbrochen. Nachfolgend werde ich versuchen, die verschiedenen Ereignisse im Laufe der Orogenese und der Metamorphose zu skizzieren.

Erste tektonische Phase: Die Granaten, die hauptsächlich während und gleich nach dieser Phase gebildet sind, "enthalten häufig ein ebenes "s₁" aus Biotit + Muscovit + Titaneisen (Nr. 1) ⁺. Diese Mineralkörner sind deutlich in der Ebene des internen "s" gelängt und mindestens die Glimmer und das Titaneisen auch kristallographisch in diese Ebene eingeregelt. Dieses interne "s" liegt stets diskordant zu dem sillimanitisch-biotitisch-externen-s" (FISCHER 1938, S. 307). An anderer Stelle erwähnt (FISCHER, S. 309), "dass in den Granaten der Biotit schon in den Kernen erscheint, während der Sillimanit erst später auftaucht" (Nr. 2) ⁺. "Die Granate umschliessen parallelgeordnete feinst Sillimanitnadeln und opake Blättchen (Nr. 3) ⁺. Auf jeden Fall ist das Gewebe ausserhalb der Granaten jünger wie diese" (DÜRR).

"Daraus folgt: die Granaten sind in einem kristallinen Schiefer gewachsen, der bereits schiefriges Gefüge besass und in seiner Mineralfazies an tiefepizonale" (Fall Nr. 1, Muscovit-Biotit-Almandin-Quarz Assoziation der Albit-Epidot-Amphibolitfazies) ⁺ "bis mesozonale (und vielleicht katazonale Nr. 2 und 3) ⁺ "Bedingungen angepasst war" (FISCHER, 1938).

Die Assoziationen Nr. 2 und Nr. 3 entsprechen der Sillimanit-Almandin-Subfazies der Amphibolitfazies. Andere Gesteine, die in einem mittleren Stockwerk zwischen Nr. 1 und Nr. 2 lagen, würden mittlere Subfazien zeigen, z. B. Staurolith-Disthen-Subfazies. BADER (1959) und VOLL (1960) haben Disthen aus ihren Gebieten beschrieben. "Bemerkenswert ist sein Vorkommen in den Schliffen, die die Staurolith-Relikte in Granat enthalten". "Staurolith" fand sich nur als Einschluss in grossen Granaten. Die Korngrösse beträgt 0,1 - 0,5 mm und selbst eng beieinanderliegende Einschlüsse haben fast stets verschiedene Orientierung. Dies beweist, dass Staurolith bereits als sehr kleine Körnchen von Granat umwachsen wurde und nicht erst durch Granat zu diesen Grössen korrodiert. Da Staurolith in Staurolith-Disthen-Schiefen und -Gneisen üblicherweise grössere Körner bildet, darf man annehmen, dass diese Granate im Frühstadium der Staurolithblastese wuchsen und die kleinen Staurolithkeime umwuchsen", (VOLL, 1960). Mit anderen Worten, die Staurolithblastese

ist zeitlich sehr eng verbunden mit der posttektonischen Granatbildung. VOLL hielt es für wahrscheinlich, dass die Staurolithblastese ohne Durchbewegung als ein Akt statischer Regional-Metamorphose erfolgte". Genauer ausgedrückt, sie sind während der ruhigen Phase nach der ersten und vor der zweiten tektonischen Bewegung gewachsen.

Zweite tektonische Phase mit der NE-Streichrichtung: Diese tektonische Phase hat die schon gebildeten "Schiefer" in ein tieferes Niveau gebracht und ihnen ihr heutiges Gepräge verliehen, besonders in dem Falkensteiner Gneiszug. Die niedriger metamorphen Almandin-"Schiefer" tauchten in tiefere Bereiche ein, aber in diesen ist der Almandin noch stabil oder kann sogar noch weiter wachsen (FISCHER, 1938, S. 307.) Die "Schiefer" der Sillimanit-Almandin-Subfazies wurden in tiefere Zonen versenkt, wo die zerbrochenen Almandin-Teilstücke nicht mehr rekristallisieren können, (VOLL, 1960, S. 40; Bl. Roding, u.a.).

"In der Sillimanitzone (TILLEY, 1925) bleibt der Almandin noch erhalten, aber oft erscheint daneben oder stattdessen Cordierit" (aus ESKOLA, 1939) in diesem Stadium kristallisierte die erste Cordieritgeneration. Diese Cordieritgeneration entsteht auf Kosten von Biotit und Sillimanit plus Quarz. Diese Reaktion beschränkt sich auf den sillimanitfreien Hof um Biotit. Sie spielt sich in einem Bereich unterhalb 1/2 mm Breite ab und dieser entspricht dem Diffusionsbereich im festen Zustand. Vor und während dieser Reaktion findet die Verdrängung von Biotit durch Sillimanit statt. Gelegentlich ist diese Erscheinung noch erhalten (Abb. 9). Diese Verdrängung deutet auf eine "subgranulitische" Tendenz hin.

Diese Mineralassoziation könnte man der Pyroxenhornfelsfazies zuordnen und daraus ableiten, dass eine solche Fazies in der Regionalmetamorphose vorhanden sei. Dies ist aber nicht richtig, weil sie nur ein Übergangsstadium zur Anatexis darstellt und weil sich eine granulitische Tendenz im ganzen Raum erkennen lässt. Die Instabilität des Biotites und "die starke Verbreitung von Granat und Disthen bei den Gesteinen sprechen für hohe Drücke und eine gewisse "Abtrocknung" des Mineralbestandes, also granulitische "Tendenz" (FISCHER, 1957).

Kalksilikatfels

Wenden wir uns den Kalksilikatfelsen zu. Der Diopsid weist mindestens auf Amphibolitfazies hin. Der hohe An-Gehalt der begleitenden Plagioklase zeigt eine höhere Subfazies an. Das Auftreten von Hypersthen (St. DÜRR) deutet auf eine granulitische Tendenz hin. Es liegt jedoch keine Granulitfazies im engeren Sinne vor, weil noch Titanit vorhanden ist.

II. DIE ULTRAMETAMORPHOSE

ANATEXIS, METASOMATOSE UND GRANITISATION

In dem vorigen Kapitel schilderte ich die Metamorphose. Man merkt, dass der grösste Teil der Metamorphite die höchste Stufe der Amphibolitfazies erreicht oder sogar überschritten hat. Die Temperatur stieg aber noch höher und die Metamorphite traten in den Bereich der Ultrametamorphose. In meinem Gebiet hat sich die Ultrametamorphose in einer tektonisch ruhigen Phase abgespielt.

Im beigegebenen Diagramm (Abb. 6) wurde der Anfang der Anatexis markiert. Hier nahm ich als Anfang der Anatexis die Stelle, an der sich die Schmelzphase zum ersten Mal bemerkbar machte. Man kann diese Stelle z. B. im Cordierit-Sillimanitgneis feststellen: Wenn die Schmelzräume grösser als die Länge der Sillimanitnadeln oder die Biotitblättchen werden, sind die Sillimanit und/oder die Biotite freibeweglich, vorausgesetzt, dass Viskosität und Adhäsion keine grosse Rolle spielen. Sillimanit und Biotit wurden mit zunehmender Eigenbeweglichkeit seltener oder kaum mehr im Cordierit eingeschlossen. Gleichzeitig ging das schiefrige Gefüge verloren, (Abb. 7). Auf diese Art können wir die Cordierite mit sillimanitfreien Aussenrändern und sillimanithaltigen Kernen erklären. Das Auftreten von solchen Cordieriten können wir als Anzeichen für die Anwesenheit einer flüssigen Phase annehmen. In anderen Gesteinsarten z. B. Perl- und Körnelgneisen sprechen die Idiomorphie und das Anlagerungsgefüge der Feldspäte für die Mitbeteiligung flüssige Phase während ihrer Kristallisation.

Die Gneise, die ihre Entstehung der Anatexis und (oder) der Metasomatose verdanken, sind z. B. Cordierit-Sillimanit-Biotit-, Cordierit-Sillimanit-, Cordierit-Plagioklas-, Perl- und Körnelgneise. Sie sind von aussen nach innen nach fortschreitendem Grad der Ultrametamorphose, d. h. in Richtung Granitisationsherd angeordnet und leiten sich höchstwahrscheinlich aus Tonen ab. Diese und die anderen Anatexitgneise erreichen in Kristallgranit I oder anatektischen Granit ihre höchste Ent-

wicklungsstufe. Im Laufe der Ultrametamorphose kristallisierten zuerst Cordierite; die Cordieritbildung geht der Feldspatitisation bzw. Granitisation voraus.

A. DAS PROBLEM DER CORDIERITGNEIS-ENTSTEHUNG

Der Cordierit-Sillimanitgneis mit seiner Zusammensetzung stimmt mit keinem bekannten sedimentären Gestein überein. Er weist einen ausserordentlich hohen Gehalt an Al, Mg und K auf. Hier müssen also unbedingt metamorphe Stoffwanderungen angenommen werden. "Man könnte nun sagen, es sei Mg und K zugewandert, aber es liegt näher anzunehmen, dass Si, Ca und Na abgewandert sind, da wir die Anreicherung gerade dieser Stoffe in den Neosomen immer wieder beobachten" (FISCHER, 1957)

Die Anreicherung an Fe, Mg und Al (dunkle Gemengteile) kann nun stattfinden:

1. Wenn die hellen Gemengteile, die sich in Neosomen befinden, abgequetscht sind. In unserem Raum jedoch haben wir keine Anzeichen einer älteren Anatexis vor der Cordieritbildung, die von einer Orogenese gefolgt ist und diese Anreicherung ermöglicht hat.
2. Wenn sich eine metamorphe Differentiation im Laufe der Orogenese abgespielt hat, wie TUOMINEN und MIKKOLA (1950) für das Orijärvigebiet annehmen, dann müssen die verschiedenen Mineralien dieses Gneises gleichaltrig sein.

ORIJÄRVI-GEBIET, FINNLAND

Das Gebiet von Orijärvi ist seit der Untersuchung ESKOLA's (1914) das klassische Beispiel für Mg-Metasomatose. ESKOLA stellte die Hypothese auf, dass magnesiumreiche Gesteine (Cordierit-Anthophyllit) aus ehemaligen quarzofeldspatitischen Gesteinen bzw. Leptiten durch eine Mg-Fe-Metasomatose aus Mg-reicher, granitischer Restlösung entstanden sind. Diese Mg-reichere, granitische Restlösung wurde bereits

von anderen Geologen, z.B. TELLEY, BRÖGGER abgelehnt. Jede granitische Restlösung ist Fe-reich. TUOMINEN und MIKKOLA konnten feststellen, dass die cordierithaltigen Gesteine aus tonigen Lagen in den Paraleptiten entstanden sind.

Für die Anreicherung an Mg, Fe und Al stellten sie die folgende Hypothese auf: Während der Verfallung in niedrigtemperierten Bereichen erfuhren die Tone eine intensive Durchbewegung. Dadurch bildeten sich zunächst Schichtsilikate, während die hellen Gemengteile weggelöst wurden. Durch weitere Umkristallisation bei steigender Temperatur entstanden aus den Schichtsilikaten Cordierit und Anthophyllit. Sie gaben dafür folgende Gleichung an:



ESKOLA (1950) schreibt in seiner Antwort auf diese neue Interpretation, neben anderen Punkten, dass die Reihenfolge Schichtsilikate $\longrightarrow$ Cordierit-Anthophyllit mikroskopisch sich nicht belegen lasse; manche Beobachtungen sprächen dagegen.

Hier möchte ich ihre Hypothese weiter entkräften. Aus ihrer Veröffentlichung zitiere ich folgendes: "This sheared material (Ton)⁺ was adapted to the folding by plastic flow from the limbs towards the hinges of the folds. Owing to the penetrative movements it was subjected to continuous solution and recrystallization into minerals with sheat structures.

Simultaneously a great part of the constituents in excess migrated out and were re-deposited in the layers sheltered from the penetrative movements, (oder besser in den geschützten Regionen)⁺ or in general, in places where the physical and chemical conditions were favourable for such a deposition".

Es ist klar, dass der Ton aus den hochbeanspruchten Zonen der Falten-schenkel in die druckentlasteten Scheitelzonen wandert. Auf diese Art sollen die weggelösten hellen Gemengteile bzw. Qu, K- und Na, Ca- Feld-

⁺ Der Autor

späte aus den intensiv durchbewegten Schenkelzonen, wo die Schichtsilikate entstehen sollten, auswandern und in die druckentlasteten Scheitelzonen einwandern. D.h. in den Scheitelzonen sollen unveränderte Tone und zugewanderte helle Gemengeteile angereichert werden und infolgedessen soll sich der Gehalt an Fe, Mg und Al in Richtung Faltenschenkel steigern. Mit anderen Worten, der Cordieritgehalt soll in den Scheitelzonen am niedrigsten sein oder sogar vollkommen fehlen und in Richtung auf die Faltenschenkel zunehmen. In Wirklichkeit ist es jedoch umgekehrt. Sie schrieben: "it seems evident that their position as core-fillings in the hinges of the folds has been caused during the folding by a transportation of materials rich in Mg and Fe from outside, probably, from the limbs of the same folds. This is indicated, for instance, by the transitions into rocks of lower concentrations in Mg, and Fe, these transitions taking place towards the limbs of the folds along the same stratigraphical horizon". Es handelt sich hier um Metasomatose unter Gefügeeinfluss ("Structural control"). Die cordierithaltigen Gesteine haben eine enge Beziehung zum Plagioklasgranit (ESKOLA). Eine Beziehung zu diesem Granit wurde von TUOMINEN und MIKKOLA nicht abgelehnt. Die Annahme Mg-Fe-reicher, granitischer Restlösung wurde von ESKOLA gebilligt, "not because this explanation was quite satisfactory but because no other source seemed to be available" (1950).

Es scheint mir, dass sich im Gebiet von Orijärvi eine ähnliche Entwicklung wie im Bayerischen und Oberpfälzer Wald vollzog; d. h., die Cordieritbildung ist mit der Granitisation eng verbunden.

DIE ENTSTEHUNG VON CORDIERIT UND SPINELL.

Wenn man eine Erklärung oder eine Hypothese für die Entstehung des Cordierites vorlegt, soll man mit dieser Hypothese auch die Entstehung des Spinells erklären können. Der Spinell hat dasselbe Alter wie Cordierit, er kristallisierte gleichzeitig mit einer Cordieritbildungsphase.

Wie wir aus dem vorangegangenen Kapitel ersehen konnten, ist eine Anreicherung an Mg, Fe und Al in den Gesteinen in Orijärvi und Roding, bzw. im Bayerischen und Oberpfälzer Wald vor der Cordieritbildung nicht wahr-

scheinlich.

Aus den Beobachtungen, dass der Cordierit sehr häufig in den biotitreichen Lagen auftritt oder den "Biotitzügen sklavisch nachtastet" (BADER, 1959), wurde eine Cordieritbildung auf Kosten von Biotiten angenommen. Wenn ich recht verstanden habe, ist diese "Umwandlung" an Ort und Stelle geschehen, d.h. ohne bedeutsame Wanderung von Mg, Fe und Al. BADER schreibt: "beweisend für die Umwandlungsrichtung kann auch das Erz sein, das bei der Verdrängung von Biotit freigesetzt wird und nun in länglichen Flittern in Cordierit liegt". Diese verlängerten Erzkörner waren aber vor der Cordieritbildung schon vorhanden und haben die früheren tektonischen Bewegungen miterlebt.

WIMMENAUER (1950) führte die Umbildung des Biotites in Cordierit auf eine Temperatursteigerung zurück, bei der Biotit instabil und in Cordierit übergeführt wird. BADER dagegen führte aus, dass "der Biotit" nicht instabil wurde, sondern eine Störung des Massengleichgewichts in einem offenen System zum Opfer gefallen ist. Diese Störung wird allerdings durch eine Temperatursteigerung ausgelöst worden sein, in deren Gefolge Wasser abgedampft und auch ein Teil der Alkalien verschwunden ist.

BIOTIT- und Sillimaniteinschlüsse im Cordierit

Häufig beobachtet man Sillimanit und Biotit als Einschlüsse im Cordierit. Für die Cordieritbildung auf Kosten von Biotites sind Tonerdsilikate bzw. Sillimanit + Quarz nötig. BADER war schon von dieser Tatsache unterrichtet. Er schreibt: "wir kommen den wahren Gegebenheiten wohl am nächsten, wenn wir annehmen, dass Cordierit zu seiner Bildung sowohl Biotit als auch Sillimanit einer vorgegebenen Flaser aufbraucht. Die sillimanitfreien Höfe entsprechen einem Diffusionsbereich, über den hinweg Ionenaustausch möglich war". (Dies entspricht der Cordieritbildung im festen Zustand vor der Anatexis)⁺. "Örtliche Überschüsse von Biotit oder Sillimanit sind unverdrängt geblieben".

Hier soll sich nur der überschüssige Biotit oder Sillimanit als einziger

⁺ Der Autor

Einschluss im Cordierit befinden. Aber es wurde immer wieder beobachtet, dass Sillimanit in Berührung mit Biotit - oder von diesem nur durch eine sehr schmale Zone getrennt - im Cordierit eingeschlossen ist. Dieses Bild vermittelt den Eindruck, als ob der Cordierit sein Material woanders her bekommt. Er hat es daher nicht nötig, Biotit oder Sillimanit anzugreifen und aufzuzehren oder zu warten, bis diese Mineralien zur Reaktion kommen.

Voll schreibt, "dass bei der Verdrängung von Biotit durch Cordierit und in untergeordneten Masse auch bei der Verdrängung von Plagioklas und Grant durch Cordierit sogar noch Sillimanit als Begleitprodukt entsteht". Sofern diese Umsetzung von der stofflichen Seite gesehen nicht möglich ist, nimmt er an, dass Tonerde durch Abwanderung anderer Komponenten relativ angereichert wurde. Zu diesem Schluss kam er aus morphologischen Beobachtungen an seinen Gesteinen, in denen nach seiner Behauptung Sillimanit vor der Cordieritbildung nicht vorhanden war. Im Schlibfbereich fehlt aber jedes Anzeichen einer Al-Anreicherung; das reliktische primäre Gefüge weist keine Änderung mit dem Einsatz der Cordieritbildung auf.

Sofern Sillimanit fast bei allen Cordieritbildungen als "Begleitprodukt" auftritt, bleibt uns nur übrig, eine regionale Al-Metasomatose von ausserhalb des Schlibfbereiches bzw. des Cordierit-Sillimanit-Gneises anzunehmen; aber eine Al-Metasomatose ist kaum möglich. Ausserdem hat FISCHER (1938) bewiesen, wie es tatsächlich ist, nämlich dass Spinell jünger als Sillimanit sein muss, da Spinell auf Kosten von Sillimanit wächst. Spinell ist seinerseits älter als Cordierit; er wurde von Cordierit umschlossen. Dies deutet darauf hin, dass Sillimanit vor der Cordieritbildung vorhanden war. Damit treffen die Beobachtungen von BADER und vielen anderen zu. Die Abb. Nr. 11 und 12 zeigen einen entscheidenden Beweis gegen die VOLL'sche Annahme. Hier verdrängt Cordierit sillimanithaltige Plagioklaskristalle und verdaut vollständig die eingeschlossenen Sillimanite.

Die Annahme von WIMMENAUER, dass der Sillimanit später aus Cordierit

gebildet sei, wurde bereits von VOLL und BADER ausreichend behandelt und verwiesen. Dafür sprechen auch die Beziehungen zwischen Sillimanit, Spinell und Cordierit, die oben schon erwähnt wurden.

Wenn wir annehmen, dass Cordierit auf Kosten von Biotit entstanden sei, und aus dem vorhandenen Cordieritgehalt der Gneise die benötigte Biotitmenge errechnen, begegnen wir einem schwierigen Problem, nämlich dem K-Gehalt. Solche Gesteine mit 30 Vol.% Biotit neben ca. 50 Vol.% Cordierit weisen einen hohen K-Gehalt auf. Wenn nur ca. 25 Vol.% Biotit für die Cordieritbildung verbraucht wurden, stehen wir einem ausserordentlich hohem K-Gehalt im ursprünglichen Gestein gegenüber. Wo ist nun das freigesetzte Kalium geblieben? Sollte es in die Dachregion eingewandert sein? Die Glimmer - die wichtigsten K-haltigen Mineralien - sind schon viel früher kristallisiert. Schliessen wir uns der BADER'schen Annahme an, dass das freigesetzte Kalium ausgepresst wurde und in die Metatexitgneise, die z. T. dem Körnelgneis entsprechen, eingewandert ist und Kalifeldspäte erzeugte. Dies lässt sich jedoch nicht beweisen, da die zwischenliegenden Gneisarten sehr arm an Kalifeldspat sind. Der Kalifeldspatgehalt steigt i. a. in Richtung auf den Kristallgranit I hin.

Es ist deutlich, dass die gesamte Cordieritbildung durch frühere Anreicherung oder auf Kosten von Biotiten, d. h. ohne Mg-Zuwanderung, nicht überzeugend ist. Wenn wir uns der Spinellentstehung zuwenden, bemerken wir, dass alle Autoren - FISCHER, VOLL und BADER - eine Verdrängung von Sillimanit und Disthen durch Mg (Fe)-Zufuhr und SiO₂-Abfuhr anerkannt haben. Genauso lassen uns die Verdrängungserscheinungen an Plagioklas, wie sie in Abb. 11 und 12 sowie FISCHER's Abb. 2 (1938) zum Ausdruck kommen, keine andere Wahl als die Annahme einer Mg (Fe)-Zufuhr.

Sofern die Cordieritmetablastese mit der Feldspatiation bzw. Granitisation räumlich und zeitlich sehr eng verbunden ist, müssen wir diese Erscheinungen als eine Einheit behandeln.

	A U F W Ä R M U N G				A B K Ü H L U N G	
	1. tekton. Phase	2. tekton. Phase		G r a n i t ANATEXISFRONT	i s a t i o n	
Muscovit	?	—?			---	—
Biotit	?	—		---	---	—
Sillimanit						
Granat	—					
Spinell				—		
Cordierit				—		
Plagioklas	—?	—		—	—	—
Kalifeldspat		?	—?—		—	—
Quarz					—	—
Apatit				---	---	—

Abb. 2

B. DIE ANATEKTISCHEN GESTEINE

Während meiner Kartierung auf Blatt Roding fielen mir die räumlichen Beziehungen und die Übergänge zwischen den verschiedenen Gesteinsarten, Cordierit-Sillimanit-Biotit-, Cordierit-Sillimanit-, und Cordierit-Plagioklasmetablastit-Gneis, ferner zwischen Perl- und Körnelgneis und Kristallgranit I auf. Diese Beziehungen sind in der südwestlichen Ecke vom Blatt Roding bzw. am nordöstlichen Ende des Falkensteiner Gneis-zuges am deutlichsten bemerkbar. Die Cordierit-Sillimanitgneise kommen hier in grösseren Körpern in einer NNO-streichenden Zone vor, die zwischen den nordwestlich und südöstlich anschliessenden Körnelgneis-Kristallgranit I-Zügen liegt. Von dieser mittleren Linie aus nimmt der Cordieritgehalt senkrecht zum Streichen in beiden Richtungen ab, während die Plagioklasmetablasten und der Kalifeldspat (näher zum Granit) in der Menge und Korngrösse ständig zunehmen. Solche Übergänge zwischen mindestens zwei Typen von Gneisen oder zwischen Gneis und Kristallgranit I wurden mehrmals beschrieben.

1. DER QUALITATIVE MINERALBESTAND

Bevor ich mich mit diesem Thema näher befasse, muss ich die wichtigsten Mineralien dieser Gesteinstypen genauer beschreiben. Neben dem neugebildeten oder umkristallisierten Mineralien sind noch Relikte aus dem Schieferstadium - besonders in den cordieritreichen Typen - erhalten. Die genetisch wichtigen Mineralien in den verschiedenen Gneisen werden einzeln behandelt. Die Kristallisationsabfolge dieser Mineralien wurde in Abb. 2 aufgezeichnet.

Biotit: Der Biotit ist in den genannten Gneisen hell- bis dunkelrötlich-braun gefärbt und stark pleochroitisch; hierbei handelt es sich im Ti-haltigen Lepidomelan. Dem Biotit können wir zwei Generationen zusprechen. Die erste Generation ist präcordieritisch, d.h. Relikte aus dem Schiefer. Sie sind im Cordierit und Plagioklas des Schiefers noch erhalten. Sie bilden helizitische Fältelung und sind straff in "s" geregelt. Sie zeigen

ein Verhältnis Länge zu Breite $> 5 : 1$, das für den Biotit des Schiefers üblich ist. Die zweite Generation fällt mit ihrer Hauptkristallisation mit der Kalifeldspatbildung zusammen. Im Plagioklas beobachtet man häufig geregelte, kleine, idiomorphe Biotitkristalle (besonders auf 010). Der Biotit im Kalifeldspat, an Plagioklaskorngrenzen und in der Grundmasse ist viel gröber. Dies deutet darauf hin, dass Biotit während der Plagioklasbildung kristallisieren konnte, jedoch diese Fähigkeit verhältnismässig klein war. Für die obige Annahme, dass die Hauptkristallisation des Biotites post-Plagioklas erfolgte, sprechen noch die folgenden Beobachtungen:

- 1) Biotit tritt in Rissen im Plagioklas auf.
- 2) Biotit schliesst teilweise Apatit einer jüngeren Generation, im Bezug auf Plagioklas, ein.

In den cordieritreichen Gneisen gehört der grösste Teil des Biotites der älteren Generation an; dagegen gehört er in den feldspatreichen Gesteinen, d.h. Perl-, Körnelgneis und Kristallgranit I zu der zweiten Generation.

Muscovit: Der vorhandene Muscovit ist auf Kosten von Feldspäten (besonders Kalifeldspat), Cordierit, Sillimanit und Biotit gebildet worden. Älterer Muscovit des Schiefers wurde nicht beobachtet.

Sillimanit und Disthen: Sillimanit zeigt zwei Generationen. Sie gehen ineinander über. Die erste Generation ist para- bis posttektonisch und die zweite ist posttektonisch auf Kosten von Muscovit und Biotit gewachsen (Abb. 9). Die Sillimanitnadeln der zweiten Generation bilden wirbel- oder knäuelartige "Faltenbilder". VOLL hat sie beschrieben und als Wachstumsformen erklärt, aber mit der Cordieritbildung genetisch verbunden (S. 37).

In Richtung Granit werden die im Cordierit eingeschlossenen Sillimanitnadeln seltener aber dicker mit erkennbaren Prismen und manchmal Pyramidenflächen. Hier zeigen sie keine Regelung. Solche Beobachtungen könnte man nur durch wiederholte Auflösung und Neukristallisation des Cordierits um Sillimanit in Berührung mit der Intergranularschmelze erklären.

Unter diesen Umständen vergrößern und entregeln sich die Sillimanite oder verschwinden sogar völlig, wenn sie mit vorhandenen Alkalien in chemische Verbindung treten. Höchstwahrscheinlich hängt damit das Fehlen von Spinell in Cordierit, z.B. in Perl- und Körnelgneis, zusammen. Im Körnelgneis (Schliff Nr. 6963, Blt. Nittenau) wurden von mir drei Disthenkörner in sillimanitfreiem Cordierit beobachtet. In diesem Fall dürfen wir die eingeschlossenen Disthenkörner nicht als alte Relikte aus Schiefer betrachten, weil neugebildeter Disthen im Grundgewebe eines groben, kalifeldspatarmen Cordieritgneises im Körnelgneisgebiet auftritt (Abb. 13). Sehr wahrscheinlich konnte das überschüssige Al-Silikat in den an Schmelzanteilen reicheren Gneisen als Disthen kristallisieren.

Spinell: Der Spinell tritt verdrängend nach Sillimanit in den schwach anatektischen, sillimanit- und cordieritreichen Gneisen auf. Durch Auflösung und Neukristallisation des Cordierites kommt der Spinell in Berührung mit der SiO₂-reichen Intergranularschmelze, worauf er völlig verschwindet.

Cordierit: Obwohl der Cordierit sich in verschiedenen Stadien und auf verschiedene Weise gebildet hat, ist es schwer, diese Generationen von einander zu trennen. Die Beziehung von Cordierit zu Biotit + Sillimanit, zu Spinell und zu Sillimanit allein deutet auf drei erkennbare Generationen hin. Es ist häufig, dass ein Cordieritkristall während diesen drei verschiedenen Bildungsabschnitten weitergewachsen ist und daher aus "unterscheidbaren" Teilen besteht. Die erste Bildungsphase ist vor der Anatexis und Metasomatose auf Kosten von Biotit und Sillimanit in Anwesenheit von Quarz (in den sillimanitfreien Höfen um Biotit) entstanden. Die zweite Bildungsphase ist mit der Mg (Fe)-Metasomatose und der Spinellbildung am Anfang der Anatexis verknüpft. Die dritte Bildungsphase spielte sich während der Anatexis durch mobilisierte Cordieritmoleküle ab. Der Cordierit der dritten Bildungsphase ist meist sillimanitfrei (z.B. die sillimanitfreien Cordieritaussenränder). Ein besseres Beispiel finden wir in den sillimanitfreien Cordieriten der diskordanten bis akkordanten Cordieritaploide. In der Umwandlungsreihe in Richtung zum Granit

nimmt die Zahl der eingeschlossenen Sillimanitnadeln ab, aber die Korngrösse der Sillimanite und die Stärke der Verdrängung von Cordierit durch Muscovit zu.

Plagioklas: Vier generationen von Plagioklas kann man erkennen.

- 1) Plagioklas des Schiefers: Dieser Plagioklas ist durch ausserordentlich feine Zwillingslamellen charakterisiert. Er ist nach dem Albit- und Periklingesetz verzwillingt. Der Plagioklas zeigt keinen Zonarbau und ist xenomorph. Er enthält helizitische Fältelung aus Biotit und Sillimanitbüscheln. Diesen Plagioklas findet man hauptsächlich in dem enggefalteten Cordierit-Sillimanit-Biotit-Gneis. Nur einmal habe ich diesen Typ im Perlgneis als Relikt beobachtet.
- 2) Kern der Plagioklasmetablasten: Die Plagioklasmetablasten bilden sich im Laufe der Ultrametamorphose. Im idealen Fall treten sie erst im Cordierit-Plagioklas-Metablastitgneis hinter der cordieritreichen Zone in Richtung Granitisationsherd auf; im Perlgneis erreichen sie dann ihren höchsten Volumenanteil. Sie sind idiomorph gebildet. Die Plagioklase sind vielfältig verzwillingt. Unter den Zwillingsgesetzen tritt das Albitgesetz am häufigsten mit 60-65% im Perl- und Körnelgneis auf, danach folgen das Albit-Ala-Gesetz mit ca. 20 %, Karlsbader und Albit-Karlsbader Gesetz mit zusammen 10-15% und schliesslich das Periklin-Aklin-Gesetz mit ca. 10 %. Zwillinge nach dem Karlsbader und Albit-Ala-Gesetz sind im Körnelgneis häufiger als im Perlgneis. Der Kern ist einheitlich gebaut und zeigt Anlagerungsgefüge. Der Plagioklas des Kerns weist den höchsten An-Gehalt aller Plagioklase eines Gneises auf. Der An-Gehalt liegt im Cordierit-Plagioklas-Metablastitgneis bei 22-25 %, im Perlgneis bei 26-29 % und im Körnelgneis und Kristallgranit I bei 29-33 %. Eine spätere „Albitmetasomatose“ setzt den An-Gehalt von Rissen und Korngrenzen aus durch Ionenaustausch bis nahe an 20 % herab. In Richtung Granit tritt diese Erscheinung häufiger und stärker auf.

- 3) Saurer Plagioklasrand: Viele Plagioklaskörner besitzen ein bis drei schmale saure Randzonen. Solche zonargebauten Kristalle beobachtet man mehr in den plagioklasreichen Gesteinsarten. Die erste Zone ist stets idiomorph begrenzt und weist einen An-Gehalt von 23-18 % auf; sie ist im Körnelgneis An-reicher als im Perligneis. Die anderen Zonen besitzen einen An-Gehalt von 18-12 %. Sie wachsen zwischen den Quarzkörnern und verdrängen Kalifeldspat. Hier entsprechen sie dem frühmikrolinen Myrmekit von SCHREYER (1958). Dieser saure Chemismus des Myrmekitplagioklases ist nach DRESCHER-KADEN (1948) eine Auslaugungserscheinung. Untersuchungen über Myrmekit sind zur Zeit noch nicht abgeschlossen.
- 4) Albit-Korngefüge (DRESCHER-KADEN, 1948): Diese jüngste Generation findet man auf Rissen im Kalifeldspat und an seinen Korngrenzen. Der Plagioklas ist hier Albit.

Kalifeldspat: Der Kalifeldspat, den ich bis jetzt beobachtete, hat sich im Laufe der Ultrametamorphose gebildet. Im idealen Fall beginnt der Kalifeldspat erst vom Körnelgneis-Stadium an, eine bedeutende Rolle zu spielen. Er kommt in den anderen Gneisen in unterschiedlichen, stets untergeordneten Mengen vor. Er ist perthitisch und ursprünglich als Na-reicher Orthoklas kristallisiert. Im Laufe der Abkühlung wurde er teilweise in Mikrolin umgebildet. Er ist jünger als die Plagioklasmetablasten, da er Plagioklas verdrängt und umschliesst. Die Kristallisation des Quarzes überdauerte die des Kalifeldspates, denn Kalifeldspat zeigt Kristallflächen gegen Quarz und wurde von ihm verdrängt. Hochquarz tritt als Einschluss nur in Kalifeldspat auf. Der Kalifeldspat bildet im Körnelgneis und Kristallgranit I grosse porphyrische Kristalle, die geregelte Plagioklas-, Biotit- und Apatiteinschlüsse aufweisen.

Apatit: Für Apatit konnte ich zwei Generationen in vielen Schlifften erkennen. Die erste dürfte als Relikt aus Sedimenten oder zumindest aus Schiefer stammen. Die zweite fällt mit der Kalifeldspatbildung zusammen. Die Apatitkörner, die der zweiten Generation mit Sicherheit gehören, bilden

grosse dicke Kristalle. Anscheinend fand die Apatitzufuhr während der Plagioklas- und der Kalifeldspatbildung statt. Die Bildung von dicken Apatitkörnern soll auf Temperaturabnahme zurückzuführen sein. Diese Annahme stützt sich auf folgende Beobachtungen:

- 1) Alter Apatit kommt als Einschluss im Biotit der helizitischen Faltungen im Cordierit sowie im Cordierit selbst vor. Hier treten nur wenige Apatitkörner auf. Sie zeigen kaum eine eigene Kristalltracht; sie sind zugerundet oder sogar zerfressen. Dagegen zeigt der Apatit im Plagioklas eine bessere Idiomorphie und tritt hier häufiger auf.
- 2) Teilweise schliesst der Plagioklas an seinem Rand dicke Apatite ein.

Monazit: Der grösste Teil der Monazitkörner ist jünger als Plagioklas (Abb. 14) und mit dem Apatit der jüngeren Generation zugeführt und kristallisiert. Wenige Monazitkörner wurden im Cordierit und im Plagioklas beobachtet; sie dürften mit den Sedimenten angelagert worden sein.

Quarz: Die Kristallisation von Quarz hat die Kristallisation aller anderen primären Mineralien überdauert. "Quarzeinschlüsse" findet man häufig im Cordierit und Plagioklas. Sie kommen als runde sowie auch als ovale, langgestreckte und unregelmässige Körper vor. Gelegentlich findet man Längsschnitte in Form verästelter, tief-korrodierender Quarzschläuche im Cordierit und Plagioklas. Deshalb bin ich der Ansicht, dass die beinahe runden "Quarzeinschlüsse und -Tropfen" sowie der "Hochquarz" als quergeschnittene Quarzschläuche zu betrachten sind.

Hochquarzbipyramiden treten nur im Kalifeldspat als Einschlüsse auf. Quarzeinschlüsse kommen in Plagioklas und Kalifeldspat in den Randpartien vor. SCHREYER (1958) stellte in Abb. 18, die er als Beweis für das jüngere Alter des Kalifeldspates im Bezug auf Quarz vorlegte, nur die Beziehung im Grundgewebe dar, wo Kalifeldspat und Quarz miteinander kristallisieren.

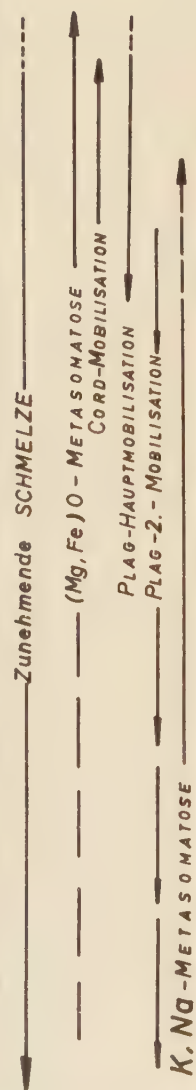
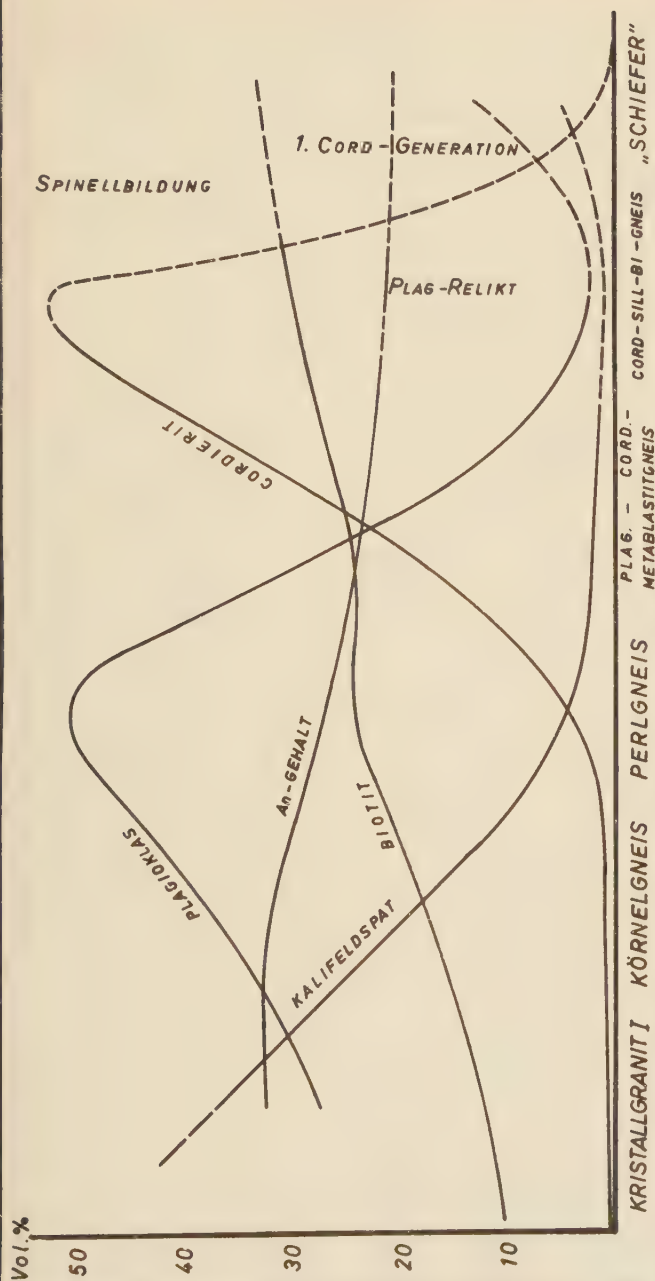
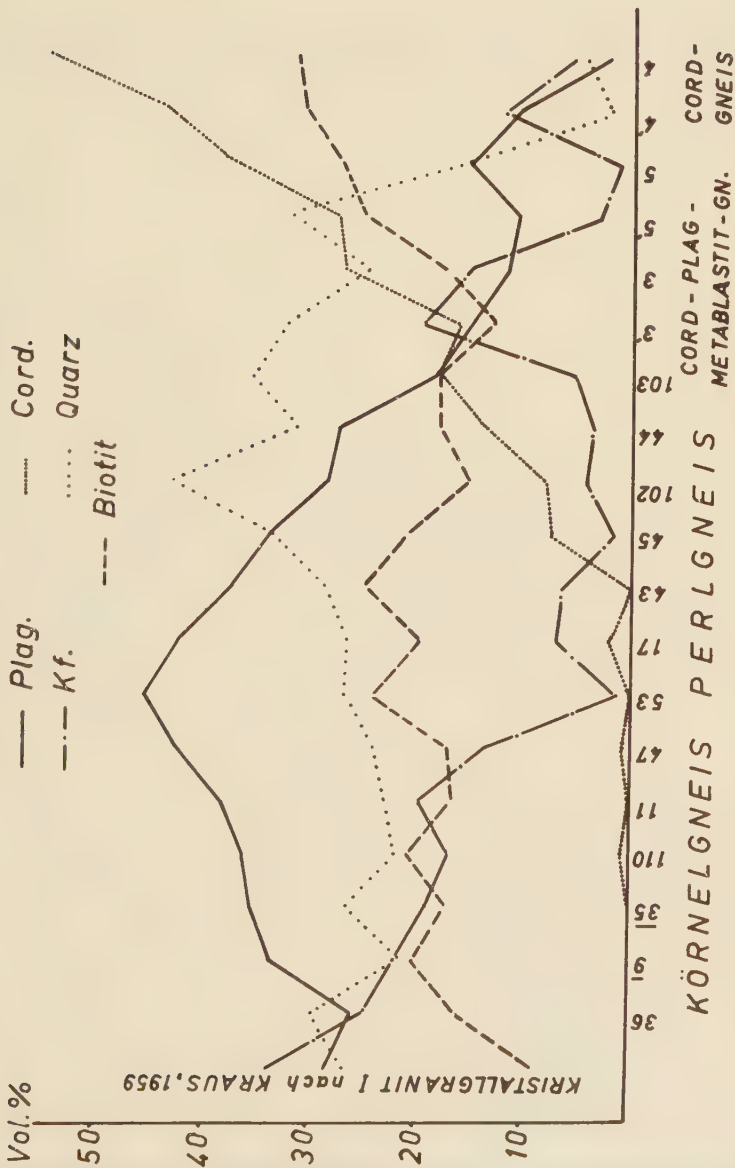


Abb. 3 Verallg. Mineralbestand

MODALER MINERALBESTAND



Verteilung von Plagioklas, Kalifeldspat und Mafiten in den anatektischen Gesteinen

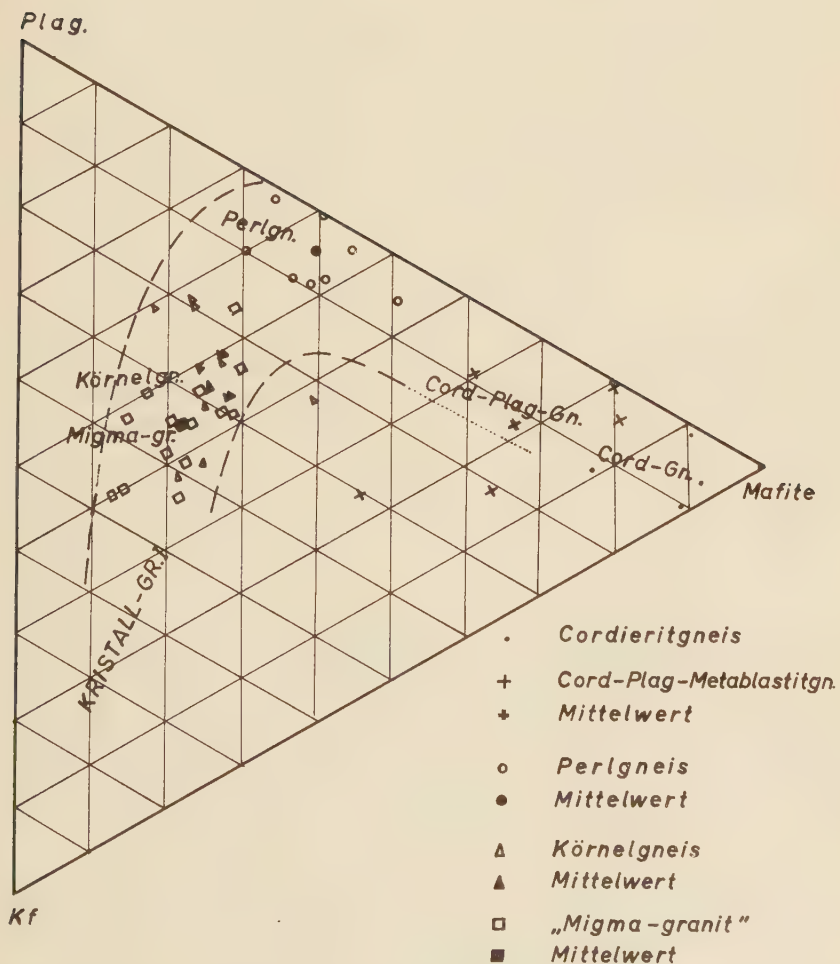


Abb. 5

Zirkon: In den schwach anatektischen bzw. cordieritischen Gneisen kommt Zirkon in gut- bis kantengerundeten Kristallen vor. Diese Zuerundung erfolgt während des Transportes und vor der endgültigen Ablagerung. Die runden Zirkone stellen sedimentäre Relikte dar. In Richtung Granit nimmt die Idiomorphie und das Verhältnis Länge zu Breite zu. BADER (1959) hat dieses Verhältnis studiert und dargestellt. Die zunehmende Idiomorphie sowie das steigende Verhältnis Länge zu Breite weist darauf hin, dass der Zirkon während der Ultrametamorphose weiter wuchs. Dieses Wachstum kann durch Auflösung von kleinen, zu Gunsten der grossen Zirkonkörner (LIST, 1961), oder durch neue Materialzufuhr verursacht werden. Neue Zirkonzufuhr darf angenommen werden, weil kleine Zirkone genau so häufig in stark anatektischen wie in schwächer anatektischen Gesteinen anzutreffen sind.

2. Der QUANTITATIVE MINERALBESTAND

In Abb. 3 wurde der modale Mineralbestand der anatektischen Gneise - ausgenommen Cordierit-Sillimanit-Gneis - und des Kristallgranits I verallgemeinert dargestellt. Der Cordierit-Sillimanit-Gneis ist ein Sondertyp der Cordierit-Sillimanit-Biotit-Gneises und ist sehr wahrscheinlich lokal am Ende der Anatexis - im Laufe der Abkühlung - entstanden. Die dargestellten "Gehaltslinien"⁺ wurden aus Angaben anderer Geologen (z.B. BADER, 1959) und eigenen Integrationsanalysen aufgezichnet.

Man bemerkt aus den "Gehaltslinien" der verschiedenen Hauptmineralien eine Abhängigkeit voneinander: Der Cordieritgehalt nimmt mit der Zunahme des Plagioklasgehaltes ab. In der Übergangszone zum Körnelgneis und im Körnelgneis selbst nimmt der Kalifeldspatgehalt zu und der Plagioklasgehalt entsprechend ab. Eine merkwürdige Tatsache ist, dass das An-Maximum nicht mit dem Plagioklasmaximum, d.h. nicht im Perligneis auftritt sondern mit dem Körnelgneis zusammenfällt.

Der Biotitgehalt nimmt i. a. vom Cordierit-Sillimanit-Biotit-Gneis bis

⁺ Kurven der Volumenanteile der einzelnen Mineralien (Bi, Kf, usw.) in Bezug auf die verschiedenen, angetroffenen Gesteine.

zum Granit ständig ab. Ein schwaches Maximum tritt in der Übergangszone zum oder im Perlgneis auf. Ein Minimum sollte im innersten Bereich des Cordierit-Sillimanit-Biotit-Gneises aufgezeichnet werden, wenn der Mineralbestand des Cordierit-Sillimanit-Gneises hier eingesetzt werden würde. Es wurde bereits erwähnt, dass der Cordierit-Sillimanit-Gneis ein lokaler Sondertyp ist. Dieses Minimum konnte ich nicht genau feststellen, denn die Cordieritgneise i. a. treten nur als Reliktorkommen auf und konnten daher nur an Hand weniger Proben studiert werden. Anscheinend hängt die Abnahme im Biotitgehalt von der folgenden Tatsache ab: Der grösste Teil des Biotits gehört der älteren Generation in den Cordieritgneisen und der jüngeren Generation in den feldspatreichen Gesteinsarten an. Dieses Problem wird in den nächsten Seiten näher behandelt.

Der Quarzgehalt wurde nicht eingetragen. Der Quarz stellt allein oder vergesellschaftet mit einem Teil der Alkalifeldspäte die Füllung zwischen den früher gebildeten Kristallen dar.

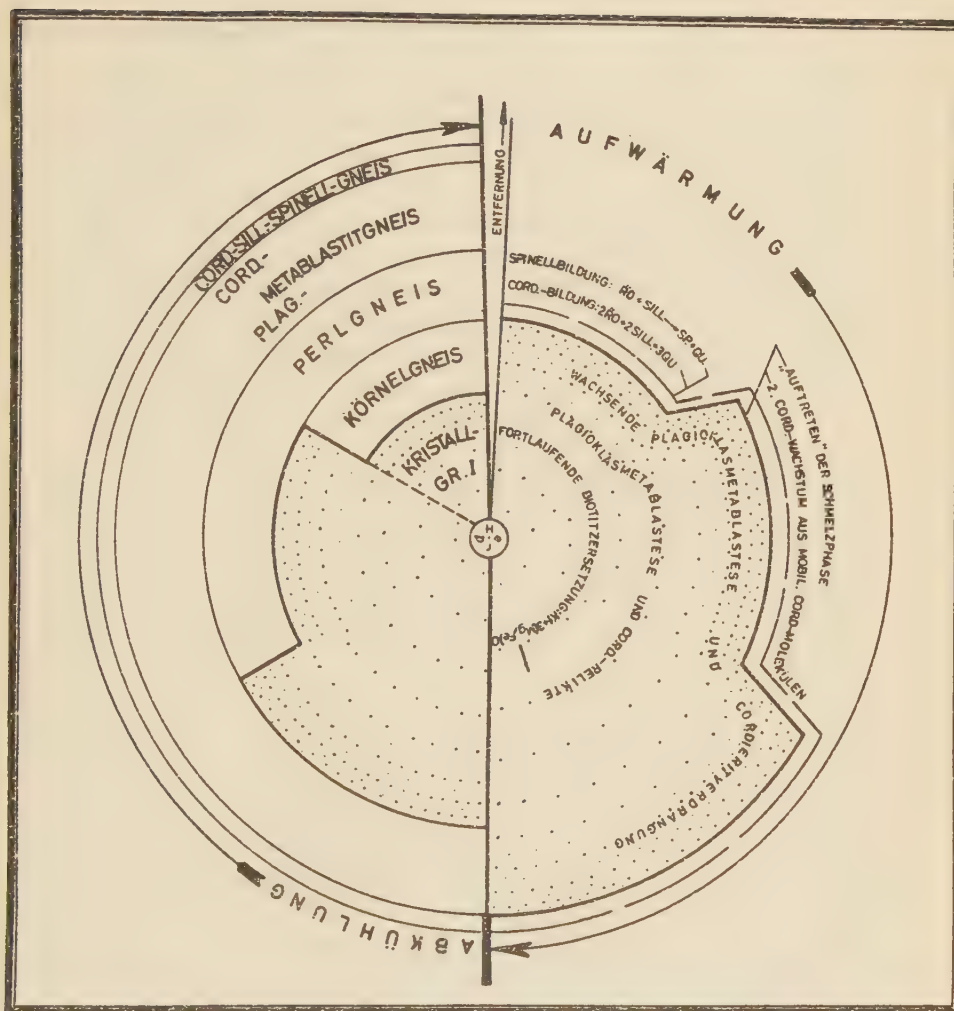


Abb. 6 Der Granitisationszyklus

C. DER GRANITISATIONSZYKLUS

Die Entwicklung der Gneise zum jetzigen Zustand findet im Laufe der Aufwärmung bzw. Anatexis und der Abkühlung statt, verknüpft mit Zersetzungen, Verdrängungen, Ab- und Zuwanderungen. In Abb. 6 wurde dieser Zyklus vereinfacht aufgezeichnet. In diesem Diagramm wurde die Wärmequelle (Granitisationsherd) als Zentrum einer Kugel bzw. eines Kreises dargestellt. Im Laufe der Aufwärmung wandern die Isothermen vom Zentrum nach aussen. Die innerste, durchgezogene Linie (Anatexis- oder Migmatitfront) markiert die Grenze zwischen mehr oder weniger festen Gesteinen und Gesteinen mit bemerkenswerter Intergranularschmelze. Der Schmelzanteil nimmt nach innen zu. Die dargestellte Zeit läuft in Uhrzeigerrichtung.

1. FORTSCHREITENDE AUFWÄRMUNG, GESTEINSANATEXIS

Wenn die Wärmezufuhr in einem gewissen Punkt grösser als der Wärmeverlust ist, wandern die Isothermen von der Wärmequelle nach aussen. Die von der höheren Temperatur betroffenen Gesteine müssen sich den neuen Umständen anpassen.

CORDIERITBILDUNG

Es wurde schon erwähnt, dass der ältere Biotit mit steigender Temperatur (wahrscheinlich mit abnehmendem H_2O -Gehalt verbunden) eine zunehmende "Instabilität" aufweist. Es wurde zuerst teilweise von Sillimanit ersetzt und dann zusammen mit Sillimanit in Gegenwart von SiO_2 in Cordierit umgebildet. Abb. 3 zeigt abnehmenden Biotitgehalt in Richtung Kristallgranit. Wir dürfen daraus schliessen, dass Biotit ständig abgebaut wurde und Mg- und Fe-Oxyde freigesetzt wurden. Der Biotitzerfall ist in erster Linie durch die erhöhten Temperaturen bedingt. Der Gehalt eines Gesteins an H_2O -oder OH-haltigen Mineralien verhält sich i. a. linear zum vorhandenen Wassergehalt. Ein offenes System mit bestimmtem Wassergehalt enthält bei höherer Temperatur weniger Biotit als bei niedriger Temperatur. Daher nehme ich an, dass der Biotitzerfall und folglich die Abnahme des Biotitgehaltes auf erhöhte Tempe-

ratur zurückzuführen ist. Wasser ist aber noch im System vorhanden. Die Anwesenheit von Wasser lässt sich durch die Neubildung von Biotit in den Gneisen und durch die Bildung von Hornblende und Biotit auf Kosten von Diopsid in den Reaktionsrändern um Kalksilikatfelse beweisen.

Das freigesetzte MgO konnte am Ort seiner Entstehung nicht in stabilen Mineralien abgebunden werden, dagegen können Eisenoxyde Magnetit bilden. Von der Anatexisfront kommen Mineralien (Sillimanit und Disthen) vor, die mit (Mg, Fe) O stabile Mineralien (Cordierit und Spinell) bilden können. D.h. aus dem Intergranularfilm (WEGMANN, 1935) wurden MgO und FeO (soweit es nicht in Magnetit gebunden wurde) entzogen. Hier entsteht ein Unterschied im MgO- bzw. FeO-Gehalt im intergranularflüssigen Medium zwischen denjenigen Stellen, an denen Biotit abgebaut und Cordierit und Spinell aufgebaut werden. Dieses Konzentrationsgefälle ist die treibende Kraft der Diffusion. Das Konzentrationsgefälle wurde von WEGMANN (1935) in ein Kleingefälle, "das einen Hof um die einzelnen Ausscheidungskerne (oder um die wachsenden Kristalle)⁺ bildet" und in ein Grossgefälle, "das durch die Gesamtheit der Mineralhöfe regiert ist", aufgliedert.

Das (Mg Fe) O wird von den vorhandenen Cordieriten und Aluminiumsilikaten (Sillimanit bzw. Disthen) gesteuert. Mit anderen Worten: Diese Mineralien bilden Kleingefälle um sich, die die vorhandenen Oxyde aus dem Intergranularfilm entziehen. D.h., Cordierite und Spinelle treten dort auf, wo Sillimanite (oder Disthen) vorhanden ist. Auch die erste Cordieritgeneration vor der Anatexis bildet sich dort, wo Sillimanit in Berührung mit Biotit vorkommt.

Die Beziehung zwischen Spinell und Cordierit scheint mir von der Anwesenheit der Kieselsäure abhängig zu sein. Hier, wo Kieselsäure von den grösseren, kräftig wachsenden Cordieriten schneller verbraucht wird, bildet sich Spinell anstatt Cordierit auf Kosten von Sillimanit und Disthen. Später, bei steigender Anatexis geht mehr Quarz in Lösung (Schmelze) als für das Cordieritwachstum benötigt wird. Nun hört die

⁺ Der Autor

Spinellbildung auf, weil genug Kieselsäure vorhanden ist. Stattdessen kristallisiert Cordierit. Auf diese Art können wir solche Bilder plausibel erklären, wo Spinelle Sillimanite verdrängen und von Cordierit umschlossen werden. BADER (1959) bildet in Abb. 11 ein ausgezeichnetes Beispiel ab.

Ich bin der Ansicht, dass die vorangegangene Erklärung der Cordierit- und Spinellbildung durch (Mg, Fe)-Metasomatose die grösste Wahrscheinlichkeit besitzt. BADER selbst schrieb, dass "die Verdrängung beweist, dass im Gestein Stoffumsetzungen vor sich gegangen sein müssen, weil man sowohl zur Cordierit- wie auch zur Spinellbildung aus Disthen Magnesium benötigt, das im Porenraum vorhanden gewesen sein muss".

Der Cordierit wächst durch die Reaktionen von (Mg, Fe) O mit den Al-Silikaten da noch weiter, wo Sillimanit auftritt. Der Überschuss an Sillimanit wird von Cordieriten umschlossen. Da der Sillimanit am häufigsten mit Biotit eng vergesellschaftet auftritt, kommt die Cordieritanreicherung in den Biotitlagen auffällig häufig vor. Diese Anreicherung sowie die Verdrängungserscheinungen an Biotit durch Cordierit veranlassten manche Petrographen zur Auffassung, dass Cordierit auf Kosten von Biotit entstanden ist. Bei den Verdrängungserscheinungen handelt es sich in erster Linie um einen Platztausch, wie der Cordierit es mit anderen Mineralien (z.B. Plagioklas) schon tat; geringe chemische Reaktion ist nicht ausgeschlossen. Verdrängung des Biotites z.B. durch Plagioklas wurde häufig beobachtet und beschrieben ohne irgendeine Ableitung, dass der Plagioklas aus Biotit entstanden sei.

Etwas später wurde der Cordierit von mobilisierten Cordieritmolekülen versorgt. Diese mobilisierten Cordieritmolekülen stammen aus einem inneren Bereich, wo zur gleichen Zeit durch fortschreitende Anatexis und Metasomatose frühergebildete Cordierite durch Plagioklas verdrängt werden. Erst in diesem Stadium der voranschreitenden Anatexis kann der Cordierit andere Mineralien verdrängen und sich unabhängig von dem Vorkommen des Sillimanits überall bilden. Diese mobilisierten Cordieritmoleküle bilden die Cordieritaploide,

wenn sie in eine Spalte einwandern.

Bei der Cordieritbildung wurde Granat aufgezehrt, weil der Cordierit unter den bestehenden PT-Bedingungen das einzige stabile Mg-Fe-Al-Silikat ist.

Der grösste Teil der Feldspäte wurde von Cordierit aufgelöst, der aus mobilisierten Molekülen wächst und deren Platz einnimmt; das bedeutet, die Feldspäte als Moleküle werden in der Porenschmelze angereichert. Wenn die Feldspatmoleküle nicht abwandern konnten, hätten sie in den vorhandenen Porenräumen kristallisieren müssen. Das ist nicht der Fall. Im Gegenteil, die Plagioklasmoleküle wandern zu einem inneren Bereich, in dem Plagioklasmetablasten wachsen. Die Richtung und Grad der Abwanderung von Kalifeldspäten ist in diesem Fall noch nicht geklärt. Sehr wahrscheinlich haben die nicht abgewanderten Kalifeldspatmoleküle unter niedriger Temperatur im Laufe der Abkühlung mit Cordierit reagiert und Hellglimmer erzeugt. Für diese Annahmen spricht das Fehlen von Feldspäten im Cordierit-Sillimanit-Gneis.

Feldspatbildung

Feldspatbildung ist die direkte Wirkung der Granitisation. Wenn ein granitisches Magma mit anderen Gesteinen in Berührung kommt, durchtränkt granitische Schmelze oder "ichore" die benachbarten Gesteine. Wenn die Randgesteine bedeutend kühler sind, scheiden sich Feldspäte und Quarz in den Randgesteinen aus. Ist die Aufwärmung des Nebengesteins hoch genug, bleiben die Kalifeldspäte und der Quarz in der Porenschmelze und können wegen der hohen Temperatur nicht kristallisieren. Die vorhandenen Plagioklaskristalle oder die neugebildeten Keime wachsen dagegen weiter.

Wo die Granitisation eine schmale Zone beeinflusst, kommt es zu keiner beträchtlichen Anreicherung an basischen Mineralien im äussersten Bereich. Mg (Fe)-Metasomatose ist von der Grösse des granitisierten Raumes und von der "Instabilität" der vorhandenen Mg- und Fe-haltigen Mineralien abhängig.

Die Plagioklasmetablasten

Im Schlifffbereich erkennt man, dass die Plagioklase jünger als die Cordieritmetablasten sind. Sie verdrängen und mobilisieren den Cordierit. Diese freigesetzten Moleküle werden zu wachsenden Cordieriten der äussersten Zone hin abgezogen.

Wenn Plagioklas Cordierit verdrängt, nimmt er - im Gegensatz zum Kalifeldspat - die im Cordierit eingeschlossenen Sillimanitnadeln in sich auf. Dies deutet darauf hin, dass die eingewanderte Plagioklassubstanz sowie die ausgewanderte Cordieritsubstanz jeweils die benötigte Al_2SiO_5 ("alumina") bei sich führte. Wir dürfen annehmen, dass ein Teil der Plagioklase aus zugeführten Ca- und Na-Oxyden gebildet wurde, da der Sillimanitgehalt im plagioklasreichen Perlgneis geringer ist als in Cordieritgneisen. Der grösste Teil des Plagioklases war schon in der Intergranularschmelze vorhanden und wurde durch die Cordieritbildung in der äussersten Zone freigesetzt. Die "Assimilation" von Kalksilikaten liefert einen beträchtlichen Teil von CaO und An-Molekülen.

Während der fortschreitenden Aufwärmung rückt die Plagioklasbildung nach aussen und vertreibt den Cordierit der cordieritreichen Gneise. Die Aufwärmung ging sehr langsam vorwärts. Die Plagioklase hatten genügend Zeit, um sich den herrschenden Temperaturen anzupassen und einheitliche Kristalle aufzubauen.

Wenn wir das Albit-Anorthit-Diagramm (BOWEN, 1928) betrachten, bemerken wir, dass der An-Gehalt des mit der albitreicheren Schmelze stabilen Plagioklases von der Temperatur abhängig ist. Daher kristallisieren Plagioklase in den hochtemperierten, inneren Bereichen mit höherem An-Gehalt im Vergleich zu den äusseren, niedrigtemperierten Zonen; d. h., der An-Gehalt der Plagioklasmetablasten nimmt von aussen nach innen ständig zu. Deshalb liegt das An-Maximum im Körnelgneis und fällt nicht im Perlgneis mit dem Plagioklasvolumenmaximum zusammen. Der An-Gehalt ist i. a. vom Ausgangsmechanismus des präcordieritischen Plagioklases und von der herrschenden Temperatur abhängig.

Die wachsenden Plagioklasmetablasten erzeugen ein Konzentrationsgefälle, das die Diffusion der benötigten Substanzen aus den Porenschmelzen der benachbarten Gebiete bewirkt. Wir beobachten in den cordieritreichen Gneisen, dass die Porenräume plagioklasfrei sind. Hier sind die freigesetzten Plagioklasmoleküle aus dem "Schiefer" in Richtung Granitisationsherd zu den wachsenden Plagioklasmetablasten (hinter den cordieritreichen Gneisen) gegen das Temperaturgefälle eingewandert.

2. ABKÜHLUNG UND GESTEINSVERFESTIGUNG

Wenn die Wärmezufuhr aus dem inneren Herd geringer als der Wärmeverlust des erwärmten Gesteins ist, hört die Ausbreitung der Anatexisfront auf. Wenn die Wärmezufuhr beträchtlich geringer als der Wärmeverlust ist, fangen die Gesteine an abzukühlen und es rücken die Isothermen nach innen zurück.

CORDIERIT-GNEISE

Unter diesem Namen fasse ich zwei Endtypen zusammen 1) Cordierit-Sillimanit-Biotit-Gneis und 2) Cordierit-Sillimanit-Gneis mit perlgneisartigem Gefüge. Wenn die Temperatur in den äussersten Bereichen so niedrig geworden ist, so dass Cordierit nicht mehr wachsen können, dann kristallisieren die Komponenten der Porenschmelze.

Der erste Typ enthält den geringsten Intergranularschmelzanteil und stellt die Übergangszone zwischen Gneis und Schiefer dar. Daher weist er den höchsten Biotitgehalt aller Gneise und das deutlichste schiefrige Gefüge auf. Hier sind viele Relikte (z.B. Biotit und Plagioklas aus dem "Schieferstadium") noch erhalten.

Der zweite Typ ist reicher an Intergranularschmelze. Das Auftreten von genügender Intergranularschmelze ist wichtig für die Entstehung von perlgneisartigem Gefüge und für die Erklärung anderer Merkmale. Hier weisen die Cordierite breite, einschlussfreie Randpartien auf, denn die Biotite und Sillimanite konnten ungehindert in der Intergranularschmelze frei bewegen. Sofern dieser Gneistyp aus grossen und aneinandergränzenden Cordieritkörnern besteht, ist der Gehalt an bestimmten Einschluss-

mineralien im Cordierit von der Grösse der Porenräume bzw. der Menge der Intergranularschmelze abhängig. So ist der auffallend geringe Biotitgehalt im Cordierit-Sillimanit-Gneis zu erklären. Die im wesentlichen aus Kieselsäure und leichtflüchtigen Bestandteilen bestehende Porenlösung enthält wenige mobilisierte Erze. Die Feldspatsubstanz - besonders die des Plagioklases - wandert aus dem Gewebe zu den wachsenden Plagioklasmetablasten (in der Plagioklaszone) ab.

Wenn Kalium in der Porenlösung vorhanden ist, reagiert es mit Cordierit und ergibt Fe-haltige Muscovite. Ein anderer Teil des Kaliums führt mit den durch Quarzverdrängung gelösten Cordieritmolekülen zur Bildung oder zum weiteren Wachstum von Biotit in den Porenräumen (Abb. 8).

CORDIERIT-PLAGIOKLAS-METABLASTIT-GNEISE

Diese Gneisarten stellen die Übergangszone zwischen cordieritreichem Gneis und plagioklasreichem Perlgneis dar. Es ist zu bemerken, dass die Zersetzung von Biotit und die Verdrängung des Cordierits durch Plagioklas in den inneren Bereichen das Cordieritwachstum in den äusseren Zonen überdauert. D. h., in der Porenschmelze werden MgO und FeO angereichert. Sie ermöglichen eine Biotitneubildung und das Weiterwachsen älterer Keime. Dies erklärt das Auftreten von einem schwachen Biotitmaximum hier und im Perlgneis.

Die vorhandenen Porenräume sind hier noch verhältnismässig klein. Ihr geringes Volumen ermöglichte nur eine begrenzte Kalifeldspatausscheidung, die wiederum eine beschränkte Kaliumeinwanderung auslöste.

PERLGNEISE

Hier erreichen die Plagioklase ihren grössten Volumenanteil am Gestein. Cordierit ist in untergeordneten Mengen vorhanden. In der inneren Zone des Perlgnaises sind die Plagioklaskristalle grösser als in den äusseren Zonen; die Porenräume sind entsprechend gross. Die kristallisierten Kalifeldspäte konnten ein bemerkenswertes Konzentrationsgefälle erzeugen, das zu Kaliumeinwanderung führte und erhöhten Kalifeldspatgehalt ver-

ursachte.

Perlgneis und der Pfahlquarz

Im Oberpfälzer Wald sowie in der östlichen Hälfte des Bayerischen Waldes kommen Perlgneise gebunden an Störungszonen vor. Sie wurden als rekristallisierte Tiefenmylonite gedeutet (FISCHER, 1938, 1959). Diese Bezeichnung stellt uns vor Schwierigkeiten. Sie bedingt eine tektonische Zermalmung eines abgekühlten Gesteines sowie eine lokalwirkende, regional noch hohe Temperatur (BADER, 1959), oder eine lokale erhöhte Temperatur (BOSSE). Die hohe Temperatur sollte ihren Einfluss nur auf die "mylonisierte" Zone ausüben, auch wenn sie nur wenige cm breit ist.

Nehmen wir an, dass eine tektonische Bewegung in der Wurzelregion einer Verwerfungslinie vor der vollständigen Verfestigung eines plagioklasreichen Metablastitgneises tätig ist, dann wird das alte Gefüge zerstört und ein Teil der vorhandenen Schmelze aus dem Grundgewebe entfernt; folglich werden die bereits gebildeten Mineralien, z.B. Plagioklas, verhältnismässig angereichert. Mein Kollege BOSSE teilte mir während einer Diskussion mit, dass Quarz tatsächlich aus dem Grundgewebe seines Perlgneises entzogen wurde. Wenn die tektonische Bewegung in der cordierit- oder kalifeldspathaltigen Plagioklaszone stattfindet, entstehen der Reihe nach cordierit- oder kalifeldspatführende Perlgneise. Wir beobachteten, dass die Mineralien der tektonisch-umgestalteten Perlgneise fast dieselben optischen und morphologischen Eigenschaften wie die des ungestörten Perlgneises - z.B. auf Bl. Roding - aufweisen. Ein wichtiges Beispiel bietet uns das Vorkommen von Cordierit mit Spinell- und Sillimaniteinschlüssen im Perlgneis (BADER, 1957).

Die Verbreitung und das Streichen dieser neugestalteten Perlgneise wird von den Störungszonen bestimmt. Das erklärt die Beziehung zu den Störungszonen, die Homogenisierung, die Quarzregelung (FISCHER) und das "jüngere" Alter des Perlgneises.

Für die vorstehende Deutung ist folgende Feldbeobachtung äusserst wichtig: Es wurden nur schwach anatektische Gesteine (z. B. Kalksilikatfelse, feinkörniger Biotit-Plagioklasgneis, usw.) und Cordieritgneis, aber keine stark anatektischen Gneise (z. B. Körnelgneis, Migmagranit, usw.) als Relikte im Perlgneis gefunden. Die schwach anatektischen Gesteine waren im Laufe der Ultrametamorphose weitgehend fest. Von den anatektischen Gesteinen haben sich die Cordieritgneise zuerst und die kalifeldspatreichen Gesteine zuletzt abgekühlt und verfestigt. Zeitlich liegt die Verfestigung der plagioklasreichen, cordierit- und kalifeldspatarmen Perlgneise zwischen den beiden vorher genannten Gesteinsarten. Deshalb ist es üblich, dass man nur die ursprünglich festen und die früher verfestigten Gesteine als Relikte im Perlgneis findet.

Im Grundgedanken ist diese Erklärung mit FISCHER's Anschauung übereinstimmend. Er schreibt (1959): "Ihre Homogenisierung beruht nicht so sehr auf der Temperatursteigerung als auf der mechanischen Druckmischung". "Die Umbildung zu homogenisierten Perlgneisen (in der Eule in Niederschlesien; dort Kaschbachite genannt) war an tektonische Bewegungsflächen mit Gefügezerrüttung gebunden". "Die Mitwirkung geotektonischer Transporte an der Herausbildung dieser Perlgneise erscheint hierdurch bewiesen". "Hiermit ist das Vorkommen von oft nur cm-breiten diskordanten Perlgneisbändern besser vereinbar als die Vorstellung einer besonders hohen Temperatursteigerung, die wohl kaum so schmale Zonen auswählend betroffen haben kann".

Wenn wir die vorgelegte Erklärung annehmen und die Bezeichnung Blastomylonit fallen lassen, kommen wir zu einem wichtigen Ergebnis: Die heutzutage vorkommenden Gneise im Bayerischen und Oberpfälzer Wald verdanken ihre Entstehung einer einzigen fortlaufenden Metamorphose im weitesten Sinne.

Im Oberpfälzer Wald sowie im östlichen Bayerischen Wald streichen die tektonisch umgestalteten Perlgneiszüge fast parallel zum Pfahl und zu den Nebentpfählen. Das deutet darauf hin, dass eine Beziehung zwischen dem Perlgneis und dem Pfahl besteht. HEGEMANN (1936) hat sich mit dem

Bayerischen Pfahl beschäftigt. Er kam zur Überzeugung, dass der Pfahlquarz aus der Tiefe - aber "als hydrothermale Bildung der varistischen Granitintrusion" - stammt. Die Perlgneise wurden im Laufe der Abkühlung gebildet. Als die Isothermen weiter sanken und die tektonischen Bewegungen andauerten, kam es an den Stellen, wo sich frühertektonisch umgestaltete Perlgneise bildeten zur Kataklase (Pfahlschiefer); in der Tiefe entstand bei höheren Temperaturen weiter Perlgneis. Nach mündlicher Mitteilung von Herrn Prof. FISCHER weist die Pfahltektonik - im engeren Sinne - zwei Bewegungen unter abnehmender Temperatur auf. Es wurde schon erwähnt, dass ein Teil der Intergranularschmelze den - durch tektonische Bewegungen umgestalteten - Perlgneisen entzogen wurde. Diese entzogene Schmelze, die im wesentlichen aus Kieselsäure und leichtflüchtigen Bestandteilen besteht, führt zur Bildung von Quarzgängen. Wir dürfen den Schluss ziehen, dass der Pfahlquarz sowie die jungen an Störungszonen gebundenen Quarzgänge aus entzogener Intergranularschmelze tiefliegender Perlgneiszone entstanden sind; (vgl. BOSSE, 1961)

KÖRNELGNEIS

Den Körnelgneis fasse ich als eine Übergangszone zwischen dem plagioklasreichen Perlgneis und dem kalifeldspatreichen Kristallgranit I auf. Im engeren Sinne ist die Übergangszone zum Kristallgranit I auf den innersten Bereichen des Körnelgneises beschränkt, in dem grosse porphyrische Kalifeldspateinsprenglinge sich bemerkbar machen. Im Körnelgneis sind die Schmelzphasen sowie die Porenräume noch grösser als in den vorher erwähnten Gneisarten. Daher konnte die Kaliumzufuhr, und folglich der Kalifeldspatgehalt, weiter ansteigen.

Die weitere Entwicklung dieses Gneises läuft in zwei Richtungen. Die eine Richtung führt zum Kristallgranit I durch die Bildung von grossen Kalifeldspateinsprenglingen, die andere Richtung führt zur Bildung von Migmagraniten. Dieser Granit wurde Waldlagergranit (GÜMBEL) und Grano-diorit (LIST) benannt. Für die Entstehung von Kristallgranit I ist eine ständige Kaliumzufuhr unter anhaltenden PT-Bedingungen nötig. Wenn die garnitisierenden Gesteine in ein höherliegendes bzw. kühleres Niveau einwandern, dann werden sie dort schneller abkühlen; Kalifeldspatwachstum

und die Kaliumzufuhr werden eher aufhören. In diesem kühleren Niveau bilden sich Migmagranite bzw. Granodiorite. Deswegen sind tektonisch ruhige Umstände für die Kristallgranit-I-Bildung wichtig. Dafür spricht die Tatsache, dass Kristallgranit I im tektonisch ruhigen nordwestlichen und Granodiorit im tektonisch unruhigen südöstlichen Bayerischen Wald vorkommt. Diese Beziehungen können wir auch auf Bl. Roding erkennen. Kristallgranit I herrscht hier im tektonisch ruhigen - im Laufe der fortschreitenden Gneisentwicklung - westlichen Teil vor. Dagegen tritt er zu Gunsten des Granodiorites im östlichen Teil stark zurück. Der näher am Pfahl liegende östliche Teil muss eine grössere tektonische Unruhe erlebt haben.

Unter langsam abnehmender Temperatur wachsen die Kalifeldspäte in den grossen Porenräumen vor der Kristallisation des Quarzes; wenige Hochquarkristalle sind vorhanden. Das Wachstum des Kalifeldspates hält das Konzentrationsgefälle zwischen K-Quelle und dem Kristallisationsort aufrecht, so dass durch längere Zeit hindurch eine ständige Diffusion wirksam bleibt. Diese Kristalle, sofern sie sich in grossen Räumen und in genügender Schmelze befinden, können ihre kristallographische Gestalt durchsetzen und geregelte Einschlüsse in sich aufnehmen. In der inneren Zone ist die Möglichkeit noch grösser, so dass die Zahl der Kalifeldspateinsprenglinge sich vermehrt; sie erreichen ihren Höhepunkt im Kristallgranit I.

Migmagranit, Granodiorit

Der Mineralbestand dieser Granite entspricht fast dem des Körnelgneises (Abb. 5). Es wurde oben schon erwähnt, dass Granodiorit nach der Mobilisation gewandelter Körnelgneis ist. Mischgesteine mit bemerkenswertem Schmelzanteil wurden häufig als wanderungsfähige Körper - z. B. in Grönland (HALLER, 1956) - bezeichnet. Nach LIST (1961) tritt der Granodiorit als "pilzförmiger Körper" auf. Er behauptet, dass der Granodiorit aus Perlgneis im Laufe der Granitisation in situ und in festem Zustand entstanden sei.

KRISTALLGRANIT I

Die Mineralien des Kristallgranits weisen fast dieselben optischen Eigen-

schaften wie im Körnelgneis auf. Eine Übergangszone zum Kristallgranit I ist nicht selten zu beobachten. Die Kalifeldspäte sind im Kristallgranit häufiger und grösser. Der Kristallgranit hat den höchsten Gehalt an Intergranularschmelze im Vergleich zu den anderen Gneisen. Er ist beweglich genug, um an andere Stellen zu wandern und andere Gesteine zu intrudieren. So sind die intrusiven (magmatischen) Eigenschaften des Granits, z. B. die kontaktparallele Kalifeldspatregelung, "kalte" Kontakte, Apophysen und Gänge ins Nebengestein usw. zu erklären. KRAUS (1959) kam in seiner Arbeit über den Kristallgranit I zu dem Ergebnis, dass das granitische Magma als Kristallbrei mit porphyrischen Kalifeldspäten und anderen früher gebildeten Mineralien, die alle zusammen $3/4 - 2/3$ der Gesamtmasse ausmachten, eingedrungen ist.

Der Kristallgranit I zeigt sehr oft einen hohen Gehalt (über 50 Vol.%) an porphyrischen Kalifeldspäten; die schwächtigen Granitkörper sind meistens reicher als die grossen. Dieser hohe Gehalt war ursprünglich nicht vorhanden. Es gibt zwei Möglichkeiten:

- 1) Die Anreicherung wurde durch Abquetschung der Intergranularschmelze ermöglicht.
- 2) Die porphyrischen Kristalle werden in einer Spalte zurückgehalten; die flüssige Phase wird durchfiltriert.

Nach diesen Vorgängen steigt der Gehalt des Granits an porphyrischen Kalifeldspäten und die Grundmasse an Plagioklas. Die entzogene Schmelzphase entspricht einer granitischen Zusammensetzung, weil sich Kalifeldspat und saurer Oligoklas ausscheidet. Diese abgezogene Schmelzphase kann noch in ein höheres Stockwerk eindringen und mittelkörnigen Granit bilden, der dasselbe Alter wie Kristallgranit I haben soll. In diesem Sinne hat der Kristallgranit I eine Rheomorphose (BADKLUND) erlebt. Er ist Autochthon (wenn von der Übergangszone im engeren Sinne begleitet) bis Parautochthon (READ, 1949).

Diese Erklärung hat FISCHER (1959) bereits anerkannt. Er schreibt: "Ich glaube, wir müssen aus diesen verschiedenartigen Kontakten den Schluss ziehen, dass nur noch in einzelnen Zonen die primären Kontakte

der "Granitküche" erhalten sind, dass die Aufweichung und breiartige Verflüssigung des Materials zum Aufstieg ins Dach geführt hat, wo diese "Schmelze" nun als "echtes" Intrusiv in thermischem und mechanischem Ungleichgewicht mit dem festen Nebengesteinen Platz genommen hat".

Rapakiwi-Feldspat

Unter diesem Begriff versteht man Kalifeldspat mit einem Plagioklassaum. Dieses Gefüge wurde aus Kristallgraniten in Finnland und Schweden (Rapakiwi-Granit) sowie aus verschiedenen Orten in der ganzen Welt beschrieben. In unserem Raum ist das Vorkommen von solchen Feldspäten im Diorit schon bekannt (HEGEMANN, 1931). Neuerdings wurden sie im Kristallgranit I auf Bl. Nittenau (ANDRITZKY) beobachtet; genauso ist Rapakiwi-Feldspat in diesem Granit aus Bl. Wörth a. D. (Schliff Nr. 2761) zu sehen. Ausserdem tritt er im Kristallgranit II auf Blatt Nittenau und Roding auf.

Für die Entstehung von Rapakiwi-Feldspäten ist i. a. eine Änderung der PTX-Bedingungen nötig, es sei denn, (1) dass die Kalifeldspatkristalle in ein anderes Milieu hinein wandern, oder (2) dass die Schmelzphase ihre PTX-Bedingungen ändert. Die Ursache für die zweite Möglichkeit ist nach meiner Meinung eine wesentliche Änderung in der Zusammensetzung der Schmelze, so dass das Gleichgewicht im System Alb-An-Or gestört wird. Diese Änderung kann (2a) durch Assimilation von plagioklasreichen Gesteinen oder (2b) durch neue Plagioklaszufuhr nach der Ausscheidung von Kalifeldspat erfolgen.

Der Rapakiwi-Feldspat im Diorit ist nach der Möglichkeit (1) entstanden. Der Kalifeldspat wurde aus dem intrudierten Kristallgranit I herausgeschält und gelangte so in das dioritische Magma hinein (siehe S. 29). Den Rapakiwi-Feldspäten im Kristallgranit II ist die Entstehungsweise (2a) zuzusprechen. Dieser Granit tritt in Fugen im Diorit auf und greift ihn an. Die Entstehung von Rapakiwi-Feldspäten im Kristallgranit I ist höchstwahrscheinlich nur durch (2b) möglich. Auf diese Annahme deuten die sauren Ränder um Plagioklas hin, die durch neue Plagioklas-

zufuhr (siehe nächstes Kapitel) zustande kamen. Es ist für diese Annahme wünschenswert, dass man solche Feldspäte in der Übergangszone vom Körnelgneis zum Kristallgranit I - wie in Finnland (READ, 1944) - findet. Rapakiwi-Feldspäte sind i. a. in der Übergangszone sogar in Finnland selten (READ, 1944, ESKOLA, 1955).

DER ZONARBAU UND DIE "ALBITISATION" DER PLAGIOKLASMETABLASTEN

Es wurde schon einmal erwähnt, dass die Plagioklasmetablasten in den feldspatreichen Gesteinstypen randlichen Zonarbau und "albitisierte" Flecken aufweisen. Die im Laufe der Aufwärmung gebildeten Plagioklasmetablasten sind einheitlich gebaut und besitzen jeweils den höchsten An-Gehalt. Wenn das Gestein mit der Porenschmelze abkühlt, versuchen sich die unter höherer Temperatur gebildeten Metablasten ständig den neuen Temperaturen anzupassen: Die Plagioklase reagieren mit der albitreichen Porenschmelze. Diese Reaktion findet durch Ionenaustausch ("metasomatisch" an den mit der Schmelze in Verbindung stehenden Stellen, d. h. an Korngrenzen und Rissen statt). Diese Reaktion führt zur unregelmässigen Verarmung an Anorthit ("Albitisation"), so dass die Plagioklase fleckig auslöschen.

Wir beobachten in unseren Gesteinen, dass Plagioklas von Kalifeldspat und Quarz korrodiert wurde. Diese Korrosion findet während der Gesteinsverfestigung statt. Wo sollen jetzt die freigesetzten Plagioklas-moleküle hinwandern? Sie wandern zu inneren Bereichen, wo der Weg noch frei ist.

Häufig beobachten wir, dass die Plagioklase randlichen Zonarbau aufweisen. Das deutet darauf hin, dass die Porenschmelze an Plagioklas angereichert wurde, wodurch es zu neuen Plagioklasausscheidungen kam. Diese Ausscheidung führte zur Bildung von sauren Rändern; die innerste Zone hat einen An-Gehalt von ca. 24-18 %, die äusserste bis zu 12 %. Woher kam nun diese neue Plagioklaszufuhr? Um diese Frage zu beantworten, betrachten wir die linke Hälfte von Abb. 6. In den

dargestellten drei von mir gewählten Zeitpunkten trennt die innerste durchgezogene Linie verfestigte Gneise von anderen Gesteinen mit Intergranularschmelze. Diese Linie stellt eine bestimmte Isotherme in den drei Teilen dar. Nehmen wir an, dass die Gesteine ausserhalb dieser Linie nicht völlig fest sind, sondern in einem Stadium, im dem Kalifeldspat und Quarz kristallisieren und den Plagioklas angreifen und korrodieren. Dann wandern die freigesetzten Plagioklasmoleküle an einen anderen Ort, wo sie kristallisieren können. D.h., sie müssen in einen inneren Bereich, in dem Plagioklas weiter wachsen kann, einwandern. Sie bilden daher die sauren Ränder unter der herrschenden, schon niedriger gewordenen Temperatur. Sofern die Gesteine um dieser Linie fast dieselbe Temperatur aufweisen, kommt es zur Ausscheidung von Plagioklas mit fast demselben An-Gehalt (ca. 20% in der innersten Zone) in den verschiedenen Gesteinstypen. Durch fortlaufende Abkühlung des Gesteins und Verdrängung von Plagioklas in äusseren Bereichen haben sich andere saure Randzonen gebildet.

Es ist zu erwähnen, dass die Plagioklase der kalifeldspatreichen Gesteine (Körnelgneis und Kristallgranit I) selten randlichen Zonarbau aufweisen. Wahrscheinlich liegt es daran, dass ein grösserer Teil der zugeführten Plagioklasmoleküle vom Kalifeldspat absorbiert wurde. Einige breite Perthitschnüre im Kalifeldspat des Körnelgneises zeigen Oligoklaszusammensetzung.

ZUSAMMENFASSUNG DER GRANITISATION

Die Granitisation ist die Umwandlung von Gesteinen durch Feldspatisation in Granit oder granitähnliche Gesteine. Die Granitisation, wie sie hier dargelegt wurde, erfolgte durch Stoffwanderungen, die sehr eng mit der Anatexis verbunden sind. Die Anatexis schafft das für die Stoffwanderungen nötige Schmelzmedium; nach innen nimmt der Schmelzanteil zu, wobei mobile und intrusionsfähige Granite entstehen. Manche Geologen begnügen sich mit einem schmalen Intergranularfilm, so dass mechanisch-feste granitische Körper sich in situ bilden. Kristallisierte Granite können nach RAMBERG emporsteigen; "a crystalline granite of relatively low density will slowly move upward through a somewhat heavier crust possessing some plasticity" (S. 259). Stoffwanderung im festen Zustand

müssen wir ausser Betracht lassen, denn sie ist, wie z.B. in Metamorphiten, auf mm bis cm Bereiche beschränkt (siehe sillimanitfreien Höhe um Biotit in Cordierit).

Als Folge der Granitisierung entstanden hier drei Hauptzonen, nämlich eine äussere Cordierit-, eine mittlere Plagioklas- und eine innere Kalifeldspatzone. Man stellt sich vor, dass Wellen von Molekülen oder Ionen bestimmter Elemente (z.B. Na, K) granitisierende Gebiete mit verschiedenen Geschwindigkeiten durchqueren und andere Elemente (z.B. Mg, Fe) austreiben, die sich in äusseren Bereichen als "basische Front" ausscheiden.

Die Bildung eines bestimmten Minerals verursacht ein Konzentrationsgefälle, das zur Einwanderung der nötigen Elemente in einer statischen Intergranularschmelze führt. Das bedeutet, dass in Wirklichkeit Stoffe entzogen und an bestimmten Orten konzentriert werden. In einem Teilbereich sind die PTX-Bedingungen günstiger für die Bildung eines bestimmten Minerals (oder einer Mineralgruppe). Die Temperatur ist direkt oder indirekt der massgebende Faktor. D.h., ein bestimmtes Mineral herrscht in einem Bereich der unterschiedlich temperierten Zonen vor. In der verhältnismässig niedriger temperierten Aussenzone konnten Fe und Mg stabile Mineralien wie Cordierit bilden. Im gesamten feldspatisierten Bereich war der Plagioklas stabil und konnte wachsen. Der Kalifeldspat, dessen Ausscheidung später im Laufe der Abkühlung erfolgte, fand in der innersten Zone genügend Platz zwischen den früheren Kristallen, um in beträchtlichen Mengen hervorzutreten. Für die entstandenen Mineral- oder Gesteinszonen sind dann schnell und oder langsam wandernde Stoffwellen unnötig.

Wenden wir uns der "basischen Front" zu. Sie wurde als die Stelle bezeichnet, wo bestimmte Elemente, die für eine granitische Zusammensetzung unerwünscht und durch die zugeführten Stoffe vertrieben wurden, sich am Rande des granitisierten Gebietes konzentrieren konnten. Als Beispiel dafür betrachtet man die Mg(Fe)-Metasomatose, die als Folge der Verdrängung von Biotit (oder von anderen Mg, Fe-Silikaten) durch wachsende Feldspäte entstanden ist. Wenn es wirklich der Fall ist, dass die überschüssi-

gen Elemente nach aussen vertrieben wurden, dann sollte man erwarten, dass sich Ca vergesellschaftet mit Fe und Mg anreichert; aber das ist nicht der Fall. Im Gegenteil Ca in Form eines Anorthitmoleküls wandert nach innen in Richtung Granitisationsherd. Diese Wanderungsrichtung können wir sehr schön in Kalksilikatfelsen beobachten. Hier zeigt der Plagioklas eine ständige Abnahme des An-Gehalts in den Hornblende- und Biotitreaktionszonen, wobei Na (Albit) zu den Kalksilikatfelsen, die granitisiert werden, und Ca (Anorthit) zum Gneis wandert.

Die Versorgung der Cordieritzone mit (Mg, Fe) O findet durch den Zerfall von Biotit oder von anderen (Mg, Fe)-Silikaten in inneren, hochtemperierten Bereichen statt. Der Biotitzerfall beruht in erster Linie auf erhöhter Temperatur, obwohl Wasser im System vorhanden ist. Die freigesetzten Fe- und Mg-Oxyde wurden dann von der äusseren Zone, wo sich Spinel und Cordierit auf Kosten von Sillimanit bildeten, entzogen.

In unserem Raum war die Temperatur so hoch, dass Kalifeldspat nicht gleichzeitig mit Plagioklas kristallisieren konnte. Die wachsenden Plagioklasmetablasten zogen die durch Cordieritwachstum aufgelösten Plagioklase des "Schiefers" hinter der Cordieritzone heran. Das deutet darauf hin, dass der grösste Teil des nötigen Kalziums für die Plagioklasmetablasten aus den granitisierten Gesteinen selbst stammt. Der Granitisationsherd dürfte Na_2O geliefert haben.

Die Plagioklasmetablasten passten ihre Zusammensetzung den herrschenden Temperaturen an, d. h., höherer An-Gehalt unter höherer Temperatur und umgekehrt.

Kalifeldspatbildung erfolgte später, als die granitisierten Gesteine begannen, sich abzukühlen. Kalifeldspat tritt in beträchtlichen Mengen erst in den inneren Zonen auf, wo die Porenräume verhältnismässig gross sind. In cordieritreichen Gneisen verursacht die Kaliummetasomatose die Umwandlung von Cordierit in Muscovit.

ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE

Die petrographischen Untersuchungen haben den Hinweis erbracht, dass die Gneise meines Arbeitsgebietes ursprünglich als Sedimente, vorwiegend Tone mit unterschiedlich mächtigen Grauwacken und Arkosen, abgelagert wurden. In dieser Sedimentserie treten Mergel und Tuffe als untergeordnete Bestandteile auf.

Die abgelagerten Sedimente und ihre Einschaltungen wurden als Folge von mindestens zwei tektonischen Bewegungen verfaltet und metamorphosiert. Die "zweite" tektonische Bewegung (mit der NO-Streichrichtung) hat die Metamorphite in ein tieferes, höher temperiertes Stockwerk gebracht, wo sie sich den Bedingungen der Amphibolitfazies angepasst haben.

Die Temperatur stieg aber noch weiter, so dass Gesteinsanatexis in Erscheinung trat. Die Porenlösungen ermöglichten weiträumige Stoffverschiebungen und Homogenisierung der Paragesteine. In diesem Stadium (der fortschreitenden Anatexis) bildeten sich Cordierit- und Plagioklasmetablasten. Während der Ausbreitung der Anatexisfront trieben die Plagioklasmetablasten der Cordierit nach aussen.

Im Laufe der Abkühlung wurde der Temperaturbereich, in dem sich Kalifeldspat ausscheiden konnte, erreicht. Die Anatexite der äusseren bzw. höheren Zonen verfestigten sich und in den inneren bzw. tieferen Zonen trat Kalifeldspat in grösseren Mengen auf. In den inneren Zonen hat sich Kristallgranit I gebildet. Er konnte emporsteigen und in feste Gneise als echtes Intrusiv eindringen.

Mein Arbeitsgebiet unterscheidet sich von anderen Nachbargebieten in folgenden Punkten; 1) Nur NO-Tektonik ist im Gneis vorhanden. 2) Perlgneis kommt hier als Arealbildung und nicht an Störungszonen gebunden vor. 3) Feinkörniger Granit ist hier höchstwahrscheinlich älter als Diorit. Diese geologischen und petrographischen Unterschiede fasse ich als Folge der Vergneisung und Verfestigung in verschiedenen Stockwerken auf. Im Laufe der Abkühlung hat sich eine neue tektonische Bewegung

(mit NW-Streichrichtung) ereignet. Die Anatexite meines Arbeitsgebietes waren schon vollständig verfestigt, so dass es hier nur zu Bruchtektonik gekommen ist. In tieferen Stockwerken war die Temperatur noch so hoch, dass die Anatexite nicht vollständig verfestigt vorlagen. Es kam daher zur Bildung von tektonisch-umgestalteten Perlgneisen entlang den Störungszonen (in den Wurzelregionen der Verwerfungen). Diese Betrachtung deutet darauf hin, dass die Vergneisung des gesamten Raumes einer einzigen fortschreitenden Metamorphose i. w. S. zu verdanken ist.

In die Störungszonen und Spalten drangen fein- bis mittelkörniger Granit, Diorit und Kristallgranit II ein. Tektonische Überlegungen weisen darauf hin, dass in meinem Arbeitsgebiet der feinkörnige Granit älter als Diorit und der begleitende Kristallgranit II sein dürfte; der Zeit-Hiatus ist aber sehr gering. Diese Beziehung kann in tieferen Stockwerken umgekehrt sein, weil die feinkörnigen Granite und Diorite - meiner Ansicht nach - aus zwei verschiedenen Herden stammen. Ich halte es für wahrscheinlich, dass die feinkörnigen Granite die filtrierte Anteile (aus Kristallgranit I) darstellen. Deshalb ist zu erwarten, dass das Magma des feinkörnigen Granits sich in tieferen Stockwerken (wo die Abkühlung und infolgedessen die Bildung von Kristallgranit I später als in höheren Stockwerken erfolgt) später bildet und emporsteigt. Das dioritische Magma stammte aber aus sehr grosser Tiefe und es konnte in verschiedene Stockwerke gleichzeitig intrudieren. Deshalb ist es verständlich, dass feinkörniger Granit älter (in höheren Stockwerken) und auch jünger (in tieferen Stockwerken) als Diorit sein kann.

Nach dem Diorit drangen Kristallgranit II und noch jüngerer Kristallgranit ein.

Literaturverzeichnis

- BADER, H.: Die moldanubischen Gneise und Granite im Raum von Neunburg vorm Wald. Diplomarbeit Univ. München 1957 (Maschinenschrift).
- " Metamorphose und Stoffhaushalt der Gneise in der südlichen Oberpfalz. Dies. Univ. München 1959 (Maschinenschrift).
- BEDERKE, E.: Das Alter des moldanubischen Grundgebirges. Geol. Rdsch., 45, 1956.
- BOSSE, H. R.: Das Kristallin zwischen Altfalter und Wundsheim in der Oberpfalz. Dies. Univ. München 1961 (Maschinenschrift)
- BOWEN, N. L.: The Evolution of Igneous Rocks. Princeton 1928.
- BRINKMANN, R.: Abriss der Geologie. Stuttgart (Enke) 1956.
- CLOOS, H.: Kurze Beiträge zur Tektonik des Magmas: Die Intrusionsfolge im Bayerischen Wald. Geol. Rdsch., 14, 1923.
- " Die Batholithen des Bayerischen Waldes. Geol. Rdsch., 14, 1923.
- DRESCHER-KADEN, F. K.: Das Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. Berlin (Springer) 1948.
- DÜRR, St. H.: Geologische und petrographische Untersuchungen im Ostteil des Gradabteilungsblattes Lalling. Diplomarbeit Univ. München 1958 (Maschinenschrift).
- DÜSING, C.: Petrographie, Chemismus und Gefüge feinkörniger Granite des Moldanubikums. Diss. Univ. München 1959 (Maschinenschrift).
- ESKOLA, P.: Die Entstehung der Gesteine. Berlin (Springer) 1960.
- BARTH, T. F. W. und CORRENS C. W.
- ESKOLA, P.: Orijärvi re-enterpreted. Bull. Comm. Geol. Finlande 23, 1950.
- ESKOLA, P.: About the granite problem and some masters of the study of granite. Bull. Comm. Geol. Finlande 168, 1955.
- FISCHER, G.: Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen a. Hl. Blut und ihr Rahmen. N. Jb. Min. Beil. -Bd. 60 Abt. A, 1929.
- " Über das Grundgebirge der Bayerischen Ostmark: Die Gneise nördlich des Bayerischen Pfahies. Jb. preuss. geol. L.A., 59, 1938
- " Granit und Sial. Geol. Rdsch., 39, H. 1, 1951.
- " Über das Moldanubikum der Bayerischen Oberpfalz. 6. SH., "Der Aufschluss", 1957.

- FISCHER, G.: Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes. *Iber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, 41, 1959.
- GÜMBEL, C.W.: Die geognostischen Verhältnisse des Ostbayerischen Grenzgebirge. Gotha 1868.
- HALLER, J.: Probleme der Tiefentektonik: Bauformen im Migmatitstockwerk der ostgrönländischen Kalidoniden. *Geol. Rdsch.*, 45, H. 2, 1956.
- HEGEMANN, Fr.: Mineralogische und petrographische Untersuchungen im Diorit-Gebiet von Rossbach (Oberpfalz). *N. JB. Min. usw.*, Beil-Bd. 62, Abt. A, 1930.
- " Der Bayerische Pfahl. *Chemie d. Erde*, 10, 1936.
- HENTSCHEL, H.: Die kalksilikatischen Bestandmassen in den Gneisen des Eulengebirges. *Tsch. Min. Petr. Mitt.*, 55, 1943.
- KRAUS, G.: Gefüge, Kristallgrößen und Genese des Kristallgranit I im Vorderen Bayerischen Wald. *Diss. Univ. München* 1959 (Maschinenschrift).
- LIST, F.K.: Über Granitisation im Grundgebirge des südlichen Bayerischen Waldes. *Diss. Univ. München* 1961 (Maschinenschrift).
- RAMBERG, H.: The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks. Chicago (Univ. Press) 1952.
- READ, H.H.: The Granite Controversy. London (Murby) 1957.
- SCHREYER, W.: Die Quarz-Feldspat-Gefüge der migmatitischen Gesteine von Vilshofen a.D. *N. Jb. Min. Abh.*, 92, 1958.
- " Über das Alter der Metamorphose im Moldanubikum des südlichen Bayerischen Waldes. *Geol. Rdsch.*, 46, H. 2, 1957.
- TUOMINEN, H. u. MIKKOLA, A.: Metamorphic Mg-Fe-enrichment in the Orijärvi region as related to folding. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 23, 1950.
- TURNER, F. J. u. VERHOOGEN, J.: Igneous and Metamorphic Petrology New York (Mc Graw-Hill) 1951 und 1960.
- VOLL, G.: Stoff, Bau und Alter in der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in Bayern usw. *Beih. Geol. Jb.*, 42, 1960.
- WEGMANN, C.E.: Zur Deutung der Migmatite. *Geol. Rdsch.*, 26, 1935.
- WIMMENAUER, W.: Cordieritführende Gesteine im Grundgebirge des Schauinslandgebietes. *N. Jb. Min., Abh. A*, 80, 1950.

Probenverzeichnis

Lagengneis

68, 69 und 310 r ; Stbr. am Reisberg, r. ⁴⁵44,300, h. ⁵⁴46 000

Feinkörniger Biotit-Plagioklas-Gneis

122, 124, 1909 und 1910: Stbr. bei der Holzmühle, r.

r. ⁴⁵38 100, h. ⁵⁴41 600

Cordierit-Biotit-Sillimanit-Gneis

4 südlich Hagenschwand, r. ⁴⁵38 000, h. ⁵⁴42 480

321 SSW Völling, r. ⁴⁵36 740, h. ⁵⁴40 500

324 SSW Völling, r. ⁴⁵36 780, h. ⁵⁴40 600

Cordierit-Sillimanit-Gneis

16 Backelhirn bei Völling, r. ⁴⁵37 800, h. ⁵⁴41 000

327 Schrollberg bei Völling, r. ⁴⁵37 100, h. ⁵⁴40 600

Cordierit-Gneis mit Disthen

315 r bei Obergrosszell

Cordierit-Aploide

124 Stbr. Holzmühle

77 300 m NW Schwaighof (Edelholz)

Cordierit-Plagioklas-Metablastitgneis

3 südlich Hagenschwand, r. ⁴⁵38 000, h. ⁵⁴42 520

5 Schwaighof, r. ⁴⁵38 870, h. ⁵⁴42 500

103 bei Völling, r. ⁴⁵36 700, h. ⁵⁴41 480

Perlgneis

17 bei Momansfelden, r. ⁴⁵40 750, h. ⁵⁴40 500

43 bei Völling, r. ⁴⁵37 750, h. ⁵⁴41 200

Perlgneis (Fortsetzung)

44	bei Völling,	r. ⁴⁵ 37 400, h. ⁵⁴ 40 600
45	" "	r. ⁴⁵ 37 600, h. ⁵⁴ 40 450
53	H. P. 557 m bei Holzmühle	
102	bei Völling,	r. ⁴⁵ 36 700, h. ⁵⁴ 41 550
280	Vogelherd bei Loifling,	r. ⁴⁵ 47 700, h. ⁵⁴ 46 900
307	östlich Obergosszell,	r. ⁴⁵ 45 600, h. ⁵⁴ 43 100

Körnelgneis

9	Ronberg	r. ⁴⁵ 37 00, h. ⁵⁴ 43 200
11	Nw Schrötting,	r. ⁴⁵ 38 800, h. ⁵⁴ 44 650
19	östlich Regelsmais,	r. ⁴⁵ 41 900, h. ⁵⁴ 41 460
29	Kalvarienberg b. Thierling,	r. ⁴⁵ 45 360, h. ⁵⁴ 46 260
34 und 35:	Ronberg,	r. ⁴⁵ 36 800, h. ⁵⁴ 42 400
36	Ronberg, H. P. 617 m,	
47	SSE Hofstetten,	r. ⁴⁵ 38 850, h. ⁵⁴ 40 400
70	SE Schrötting,	r. ⁴⁵ 39 450, h. ⁵⁴ 43 700
248	Kienhof am Regen	

334 r

Nebulitischer Gneis

121	Ronberg,	r. ⁴⁵ 36 900, h. ⁵⁴ 43 700
269	Kagerhof bei Obertraubenbach,	r. ⁴⁵ 40 940, h. ⁵⁴ 50 900

17 r Stbr. Holzmühle

Migmatrit, Granodiorit

13, 71 - 76 und 133:	aus Quirinholz westlich Michelsneukirchen	
202	bei Schorndorfsried,	r. ⁴⁵ 43 250, h. ⁵⁴ 48 500
271	bei Traitsching,	r. ⁴⁵ 46 200, h. ⁵⁴ 46 800
286	Längseugenberg,	r. ⁴⁵ 45 500, h. ⁵⁴ 44 150
292	Uhrberg SSW Traitsching,	r. ⁴⁵ 46 300, h. ⁵⁴ 45 000

Kristallgranit I

- 152 südlich Kohlmühle, r. $^{45}_{42}$ 500, h. $^{54}_{43}$ 000
161 im kleinen Holz nördlich Mauth, 2 km SW Neuhaus
169 bei Baierberg, r. $^{45}_{42}$ 200, h. $^{54}_{45}$ 500
331 Stbr SE Penting,

Kristallgranit II

- 21 bei Noth, r. $^{45}_{42}$ 340, h. $^{54}_{44}$ 300
52 Plattenberg, r. $^{45}_{41}$ 800, h. $^{54}_{47}$ 300
173 WnW Neuhaus, r. $^{45}_{43}$ 000, h. $^{54}_{45}$ 100

Fein- bis mittelkörniger Granit

- 138 bei Momansfelden, r. $^{45}_{40}$ 400, h. $^{54}_{40}$ 600
331 r Sattelpeilnstein, H.P. 577, 2 m
332 r " , Fuchsberg
410 r Stbr. am Regen.



Abb. 7: Cord-Sill-Biotit-Gneis; das alte schiefrige Gefüge ist im Cordierit (links) gut erhalten. Die Biotitindividuen (mitte) sind freibeweglich und lagern sich an Cordierit.

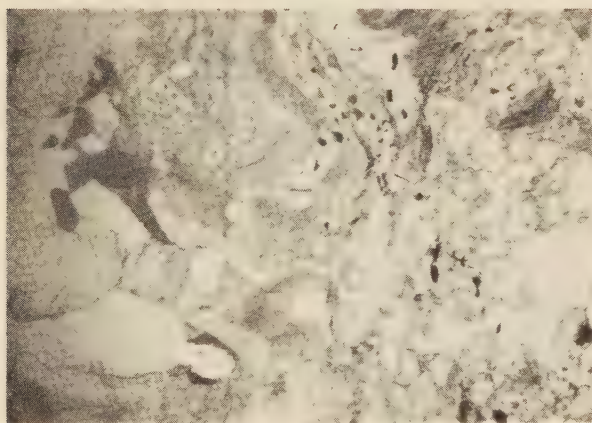
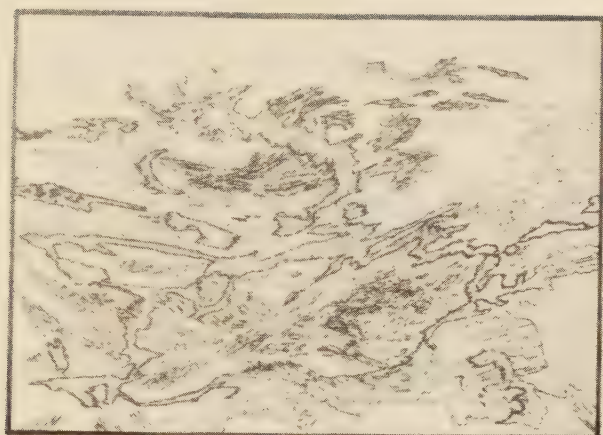
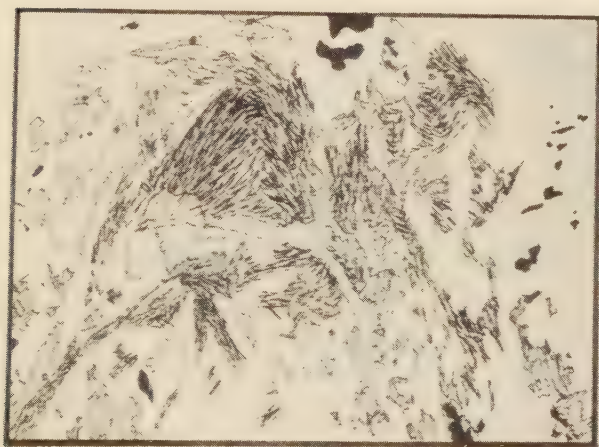


Abb. 8: Cord-Sill-Gneis mit perlgneisartigem Gefüge; Der Cordierit ist weitgehend idiomorph. Die Grundmasse ist feldspatfrei. Der Biotit im Grundgewebe ist größer als der ältere Biotit des "Schiefers" im Cordierit. Ti-haltiger Magnetit und Anatas kommen im Grundgewebe (links) vor.



1 mm



1 mm

Abb. 9 und 10: Sillimanit verdrängt Biotit (grau) und bildet wirbelartige "Faltenbilder"

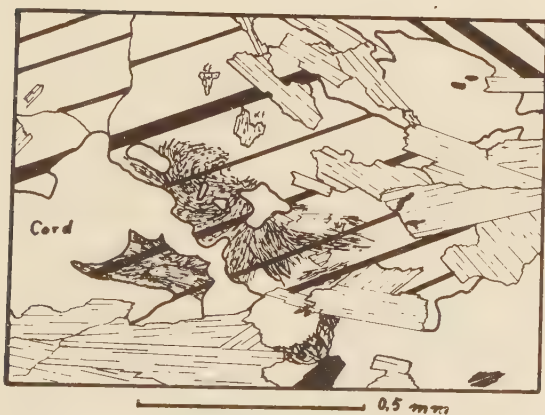


Abb. 11 und 12: Cordierit verdrängt alten Plagioklas mit Sillimaniteinschlüssen und zehrte die eingeschlossenen Sillimanitnadeln auf.



Abb. 13: Junger Disthen (fein schraffiert) im Grundgewebe des Cordieritgneises.

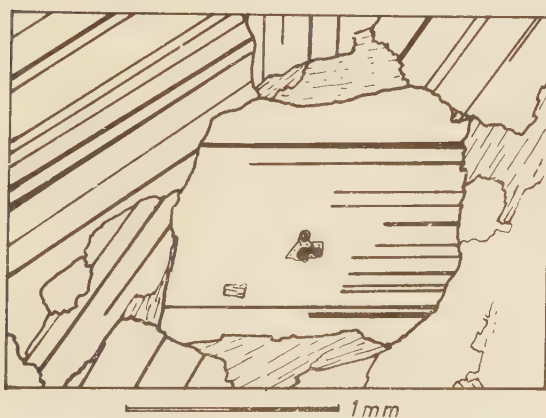


Abb. 14: Kalifeldspat (punktiert) korrodierte Plagioklas; in der Korrosionsbucht kristallisierte Monazit.

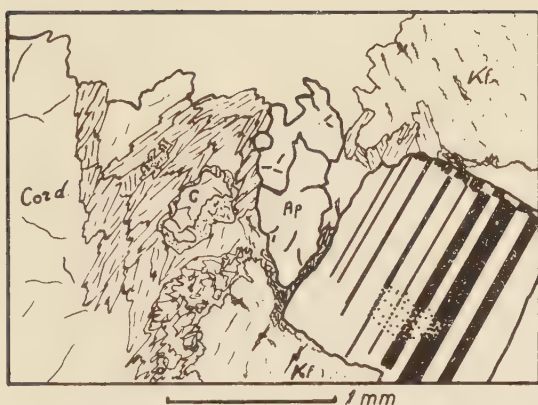


Abb. 15: Junger Apatit im Zwickel zwischen Cordierit, Plagioklas und Kalifeldspat im Cordierit-Plagioklas-Metablatitgneis.

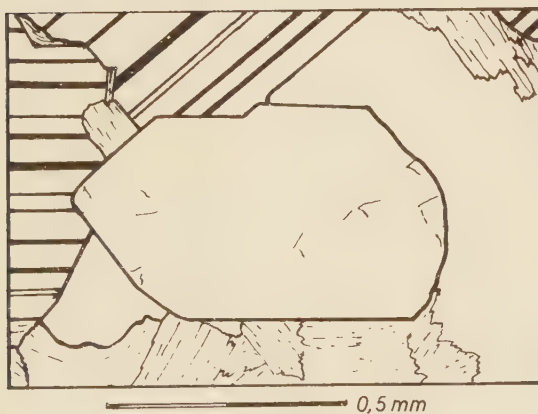


Abb. 16: Weiterwachstum des Apatites nach dem Plagioklas

Lebenslauf

Am 29. 5. 1934 wurde ich als Sohn des ehemaligen Kaufmanns Omar Said El-Gaby und seiner Ehefrau Zeinab, geb. El-Zahaby in Kairo geboren. Von 1939 bis 1944 besuchte ich die Elementary und Primary School in Kairo, danach bis 1950 die Abbasseyah Secondary School, in der ich mein "Abitur" absolvierte. Bis 1954 studierte ich an der Univ. Kairo Naturwissenschaft, wo ich das B.Sc. in Geologie Sp. mit sehr gut ablegte. 1955 bis 1958 praktizierte ich als Geologe, u.a. bei der Texas Mid. East. Expl. Co. als Assistent und Party-Chief. Im Auftrag der Assiut-Universität - Ägypten - kam ich nach Deutschland, um am Institut für Gesteinskunde - Universität München - meine Doktorwürde zu erlangen.

